

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 51 N° 3 1996



51 3

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

193-288

30 de setiembre de 1996

ISSN

0004-4822

Buenos Aires
Argentina

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISIÓN DIRECTIVA
(1995-1997)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. José Salfity.
Secretaria: Dra. Susana Damborenea.
Tesorero: Lic. Omar Lapidó.

Vocales titulares: Lic. Pamela Alvarez.
Dra. Mónica López de Luchi.
Dra. Paulina Nabel.
Dr. Daniel Rubiolo.

Vocales suplentes: Dr. Eugenio Aragón.
Dr. Pedro Depetris.
Dra. Graciela Mas.
Lic. Ernesto Cristallini.

Director de la Revista: Dr. Alberto C. Riccardi.

Subcomisión de Publicaciones: Dr. Eugenio Aragón.
Dra. Mónica López de Luchi.
Dr. Alberto C. Riccardi
Dr. Daniel Rubiolo.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.

Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Facultad de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca, Maximio Victoria 55, 4700 Catamarca.

Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, 9000 Comodoro Rivadavia.

Córdoba: Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro, Av. Poeta Lugones 161, 5000 Córdoba.

Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.

Jujuy: Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 S.S. Jujuy.

La Plata: Lic. A. Benialgo, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.

Mar del Plata: Lic. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.

Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

Neuquén: Lic. Nélica Casali, Lab. Suelos y Hormigones, Fac. Ingeniería, U.N. Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.

Plaza Huincul: Lic. M.A. Rebas, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.

Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.

Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Suralonga, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.

Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi, Manchuria 50, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.

Rosario: Sr. Horacio Parent, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.

Salta: Dra. Cristina Moya, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.

San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.

San Juan: Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Meglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.

San Luis: Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.

Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.

Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.

Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

Zapala: Lic. J.C. Danieli, Dirección Provincial de Minería, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velazco 839, 1414 Buenos Aires.

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Av. Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.

Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

INGEIS: Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel, Av. Angel Gallardo 1070, 1405 Buenos Aires.

Subsecretaría de Minería: Lic. Eva Donnari, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.

Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.

YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federaldo Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.

Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.

Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.

Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Lamprófito ultramáfico (aillikita), Abra de Santa Cruz, Departamento Santa Victoria, Provincia de Salta.
Flogopita, olivino serpentizado, diópsido, perovskita, ilmenita, apatita y calcita. Campo: 4 x 5,5 mm aprox.
Colección y fotomicrografía por Daniel Rubiolo.

Ultramafic lamprophyre (aillikite), Abra de Santa Cruz, Santa Victoria Department, Salta Province.
Phlogopite, serpentized olivine, diopside, perovskite, ilmenite, apatite and calcite. Field: 4 x 5.5 mm approx.
Collection and photomicrography by Daniel Rubiolo.

La elipticidad del bajo La Alumbraera y la caldera del cerro Galán (Catamarca, Argentina): ¿reflejo de la deformación Andina?

Eduardo A. ROSSELLO¹, Marc de URREIZTIETA², Claude LE CORRE²,
Peter R. COBBOLD² y Denis GAPAIS²

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²Géosciences Rennes (UPR 4661-CNRS), Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, Francia.

ABSTRACT. *Elliptical form of Bajo La Alumbraera and the caldera of cerro Galán (Catamarca, Argentina): a reflection of Andean deformation?* The elliptical form of the outcrop of the Bajo La Alumbraera porphyry copper and the giant caldera of Cerro Galán is compared with the Andean strain field in the surrounding areas. The elliptic shape ($R=1.69$ with major axis trending $N60^\circ$) and the spatial distribution of the Bajo La Alumbraera ($27^\circ 20' S - 66^\circ 37' W$), are compatible with the transpressional strain field that characterises the Tucumán transfer zone. The Cerro Galán caldera ($66^\circ 55' W - 25^\circ 55' S$) has an elliptical shape ($R=1.20$) and its N-S trending major axis (42 km long) is compatible with the E-W shortening at this eastern edge of the Altiplano-Puna. For both volcanic structures we infer a strong dependence of their bulk shape upon syn- and post-genetic Andean deformation. Thus it is possible to consider them as passive strain markers that complement the data obtained from analysis of meso- and micro-scale structures.

Introducción

El campo de deformación actuante sobre un macizo rocoso o una región puede ser evaluado directamente a partir de la deformación registrada sobre objetos preexistentes de forma inicial conocida o sobre objetos que se desarrollan durante la deformación, independientemente del tamaño de los mismos, a condición de que estos objetos no sean más resistentes que los materiales circunyacentes. Así, los objetos inicialmente circulares permiten una rápida evaluación bidimensional de la deformación homogénea al generar directamente la elipse de deformación finita experimentada por los materiales que la conforman (Ramsay y Huber 1983).

La presente contribución propone una discusión, parcialmente adelantada para el pórfiro cuproaurífero de bajo La Alumbraera (Rossello *et al.* 1993), sobre la posibilidad de considerar como megamarcadores de la deformación la forma que expresan en planta algunas unidades volcánicas neógenas y el campo deformativo sin a postgenético que las afectó. Estudios cartográficos que se vienen realizando dentro del marco de la evaluación cinemática de la tectónica de la porción austral de la Puna (Urreiztieta *et al.* 1993 y en prensa) permitieron visualizar correlaciones unívocas entre la geometría de los afloramientos del bajo La Alumbraera

(BLA) y de la caldera cerro Galán (CG) con el campo deformativo andino.

La consideración geométrica pre-deformación que se asume del BLA asimilándolo a un cilindro dispuesto verticalmente y de la caldera CG como una caldera inicialmente circular y ambos con un comportamiento mecánico global tal que permite su deformación homogénea, es aquí absolutamente interpretativa. No obstante, los resultados presentes sugieren que las condiciones asumidas no deben apartarse mucho de la realidad: i) por un lado, los conductos volcánicos, sean de alimentación o de alteración, son tradicionalmente considerados subcilíndricos al igual que las calderas y ii) por otro lado, la naturaleza volcánica y la profundidad del emplazamiento que acusan permite suponer que al menos alguna fracción de los materiales que los componen se encontraba a mayor temperatura, en estado semisólido o en fusión, facilitando de esta manera, un comportamiento bastante similar del conjunto volcánico con respecto al basamento que los incluye.

Por otro lado, el campo deformativo que puede generar un edificio volcánico puede estar gobernado por i) procesos gravitatorios radiales locales relacionados con su propio peso y/o intrusión (Martel *et al.* 1993; Merle y Borgia, en prensa) que pueden diferir de ii) los campos deformativos regionales actuantes en

el conjunto del edificio volcánico-basamento. El hecho que tanto el BLA como la CG se encuentran con avanzados estados de erosión permiten suponer que a partir de la evaluación de sus formas elípticas se puede aproximar más hacia una interpretación del campo deformativo mayor.

Para ello, se utilizaron tratamientos digitalizados de imágenes satelitales Spot (sistema XS-3 canales espectrales) con resolución de 20 metros y un tamaño de 60 x 60 km (Fig. 3). El mapa numerizado está iluminado desde el oeste y resulta de un muestreo topográfico a razón de 2 puntos por km² tomados de hojas IGM a escalas 1:250.000 y 1:200.000 (Fig. 1). La precisión adquirida es de 157 metros por pixel. Estos documentos cartográficos (imágenes satelitales y topografía numerizada) facilitan la identificación y el cálculo de las magnitudes de las elipses de las unidades consideradas.

El bajo La Alumbra y el lineamiento Tucumán

El lineamiento Tucumán (LT), según fuera reconocido por Mon (1976), es un accidente de importancia regional que corresponde a una estructura transpresiva mayor andina, dispuesta aproximadamente en dirección N 50° a N 60°, que evidencia un movimiento transcurrente dextral (Jordan *et al.* 1983), entre el extremo austral de la Puna y las Sierras Pampeanas (Urreiztieta *et al.* 1993; Rossello *et al.* 1995 y en prensa). Esta zona de transición está representada por una faja de unos 100 kilómetros de ancho que se ubica en torno a los 27° de latitud sur (Fig. 1). Esta zona coincide con variaciones estructurales mayores que exhibe la cadena andina, hacia el sur: i) una reducción importante de la anchura de la cadena andina, ii) una disminución de la topografía entre Puna y Sierras Pampeanas, iii) una reducción de la inclinación del plano de subducción de la Placa de Nazca, y iv) la ausencia de volcanismo neógeno entre 27° y 33° S.

La topografía numerizada muestra una clara correlación entre los relieves y las estructuras neógenas (Fig. 1). Sobre la zona de influencia del LT se observan importantes cambios en la disposición regional submeridional de los cordones montañosos que constituyen el frente andino (Urreiztieta *et al.* 1993). De esta manera, las sierras de El Durazno, Hualfín, Las Cuevas, Belén y Aconquija, como sus cuencas compresivas aledañas (Gapais *et al.* 1992; Urreiztieta *et al.* 1993), observan notables desviaciones con respecto a los sectores submeridionales ubicados más hacia el norte: sierras de Quilmes, cumbres Calchaquies, etc., o al sur: sierras de Ambato, Ancasti, Velasco, etc. (Figs. 1 y 2).

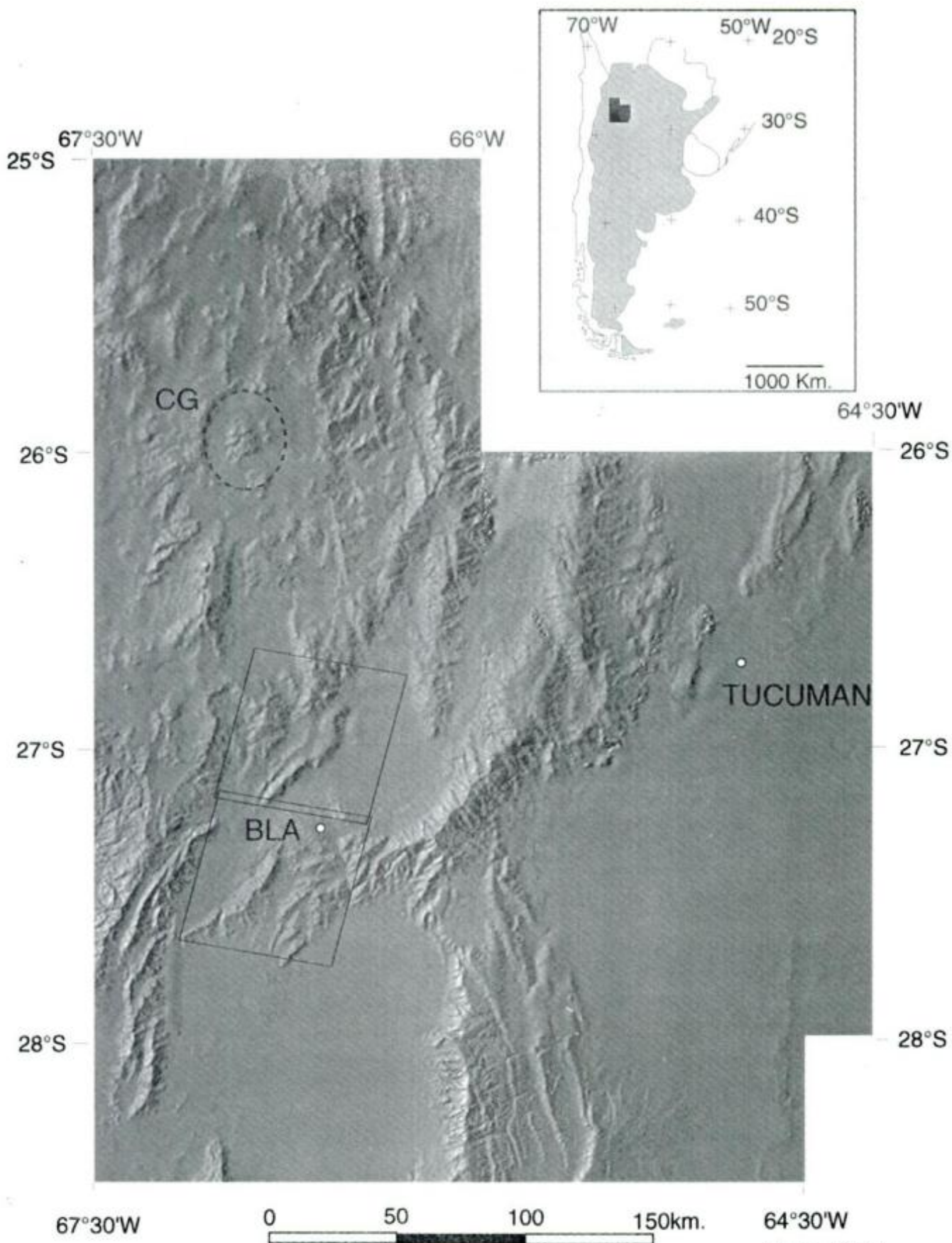
Estudios cinemáticos realizados sobre el borde

externo austral de la Puna permiten reconocer dos campos de deformación superpuestos (véanse más detalles en Allmendinger *et al.* 1993 y Urreiztieta *et al.* 1995): i) uno con alcances más restringidos que posee ejes principales de acortamiento subhorizontales dispuestos NO-SE, que corresponde a una consecuencia local de la evolución estructural del borde SE del altiplano (Assumpção y Araujo 1993); y otro ii) con significación más regional cuyos ejes principales de acortamiento se localizan según direcciones E-O a OSO-ENE y corresponden a la cinemática global de placas determinado por la convergencia relativa de la Placa de Nazca con respecto a la Placa Sudamericana (Assumpção y Araujo 1993; Gripp y Gordon 1990 y Pardo-Casas y Molnar 1987).

La deformación obtenida en la región del LT puede ser interpretada como una combinación de cizallamiento simple paralelo a la dirección del LT y cizallamiento puro con un estiramiento principal vertical (Urreiztieta *et al.* 1994). El campo de deformación resultante genera una importante zona de transferencia sobre el frente andino que determina que diferentes bloques de basamento y su cubierta sedimentaria neógena de las Sierras Pampeanas se vean particularmente afectados. Así, las sierras de El Durazno, Hualfín y Las Cuevas están dispuestas en *échelon*, observando rotaciones (según ejes verticales) locales horarias (Aubry 1994 y Aubry *et al.* 1996), con importantes componentes transcurrentes dextrales sobre las fallas que las limitan hacia el naciente (Urreiztieta *et al.* 1993 y 1994).

El BLA se localiza en la intersección del paralelo 27° 20' S y el meridiano 66° 37' O, dentro de la provincia de Catamarca (González Bonorino 1950), sobre uno de los escalones topográficos (Campo del Arenal, altitud media de 2300 metros s.n.m.) que ascienden desde las Sierras Pampeanas hacia la Puna (Fig. 1). El BLA es un típico pórfido cupro-aurífero (Guilbert y Park 1986), asociado al Complejo Volcánico Farallón Negro, emplazado durante el Mioceno tardío o Plioceno temprano, según Bassi y Rochefort (1980), sobre la porción central del LT (Fig. 2). Este complejo volcánico está constituido por un paquete efusivo mesosilíceo potente, subordinadamente piroclástico, intruido por cuerpos hipabisales andesíticos (con edades isotópicas comprendidas entre 10,6 ± 0,5 a 6,0 ± 0,2 Ma, según

Figura 1: Localización del Bajo La Alumbra (BLA) y de la Caldera del Cerro Galán (CG) en la Puna expresada sobre una topografía digitalizada del límite austral de la Puna (tomada de Urreiztieta *et al.* 1993). En el extremo superior derecho, se presenta una ubicación geográfica relativa de la zona de estudio y de los mapas topográficos del I.G.M utilizados (Cachi, 2566-III; Santa María, 2766-I; Tucumán, 2766-II; Belén, 2766-III; Concepción, 2766-IV; Tinogasta, 14d; Salar de Pipanaco, 14e; Catamarca, 14f; El Alto, 14g). Los recuadros muestran las posiciones relativas de las imágenes satelitales Spot presentadas en la Fig. 3.



Caelles *et al.* 1971) que se presentan con conspicuas alteraciones hidrotermales. La edificación original del Complejo Volcánico Farallón Negro fue estimada en 3 km de altura por encima del nivel de erosión actual (Llambías 1970). El conjunto fue afectado tardíamente por diques, vetas y fracturas dispuestos en sistemas conjugados cuyas bisectrices se localizan en la dirección NNO-SSE (Llambías 1972), y asociados a numerosas fracturas mayores que controlan mineralizaciones cogenéticas periféricas, como la de la Mina Farallón Negro (Au, Ag y Mn), que se dispone N150° y con un movimiento conjugado senestral (H.H. García, *com. personal*).

El marcado contraste cromático que exhibe el BLA sobre las imágenes satelitales (Ramos 1977), con

respecto a las vulcanitas y piroclastitas circundantes permite realizar un análisis cartográfico directo de la forma elíptica que muestran los afloramientos del BLA, tempranamente adelantada por González Bonorino (1950), véase Fig. 3a. De esta manera, se puede calcular, a partir de la información satelital numérica, una elipticidad $R=1,69$; considerando como ejes mayor 2,2 km y menor 1,3 km (Fig. 3b). La dirección del eje mayor de la elipse es N 30°, por lo tanto presenta un ángulo horario de 20° con respecto a la dirección general del LT (Fig. 3c).

La geometría adquirida por el BLA es una consecuencia de fenómenos volcánicos propios a su generación y a la evolución sin a postgenética de la deformación andina descrita en la región. En este

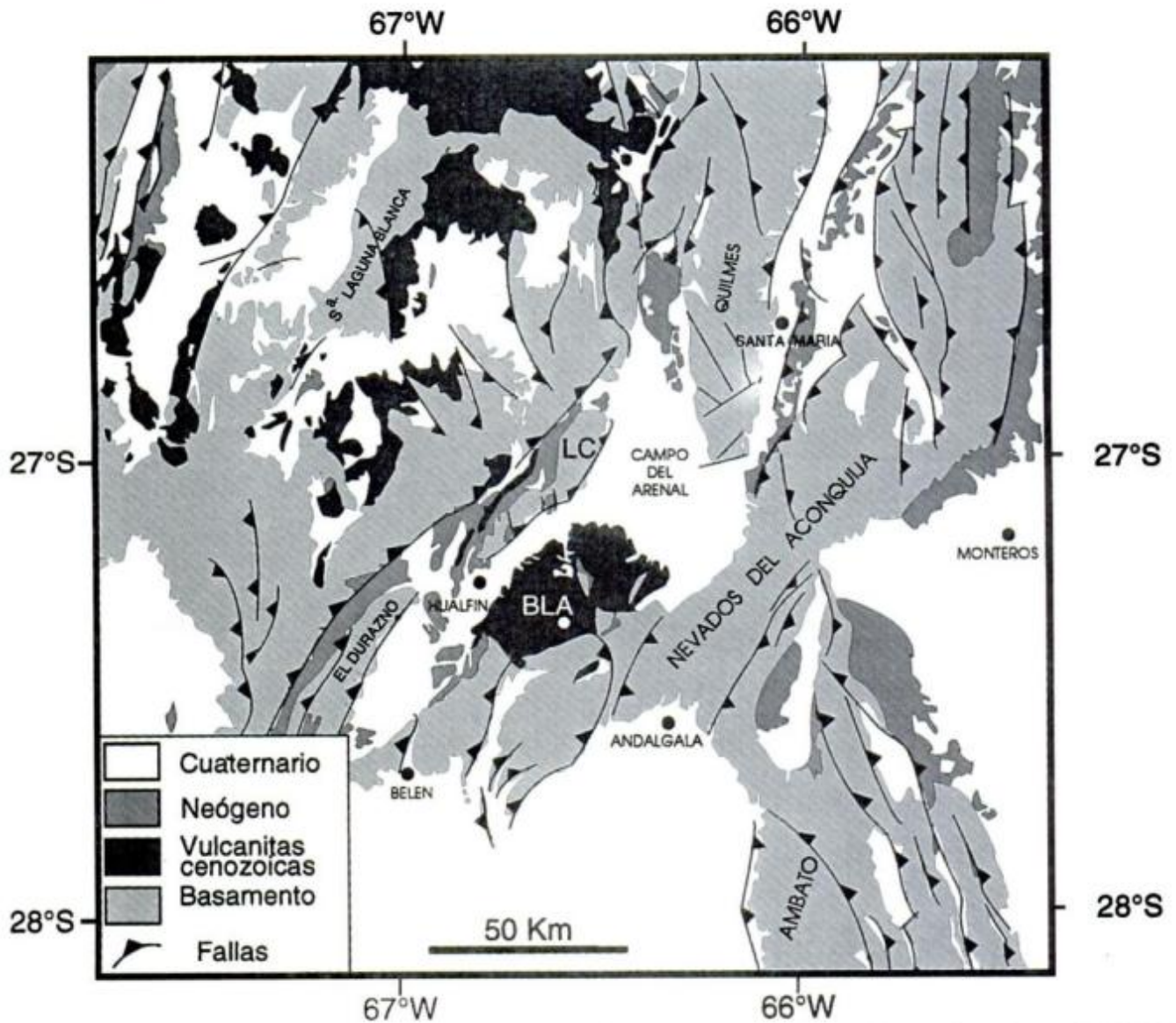


Figura 2: Carta geológica tectónica regional del sector austral de la Puna y relacionado con el Lineamiento Tucumán (LT). Las estructuras y las cuencas Neógenas observan un rumbo SO-NE dentro del Lineamiento Tucumán. El BLA se ubica dentro del Complejo Volcánico Farallón Negro. LC=Sierra de Las Cuevas. Los triángulos de las fallas muestran la dirección hacia donde inclina el plano del cabalgamiento. Basado en recopilaciones regionales efectuadas por Urreizieta *et al.* (1993).

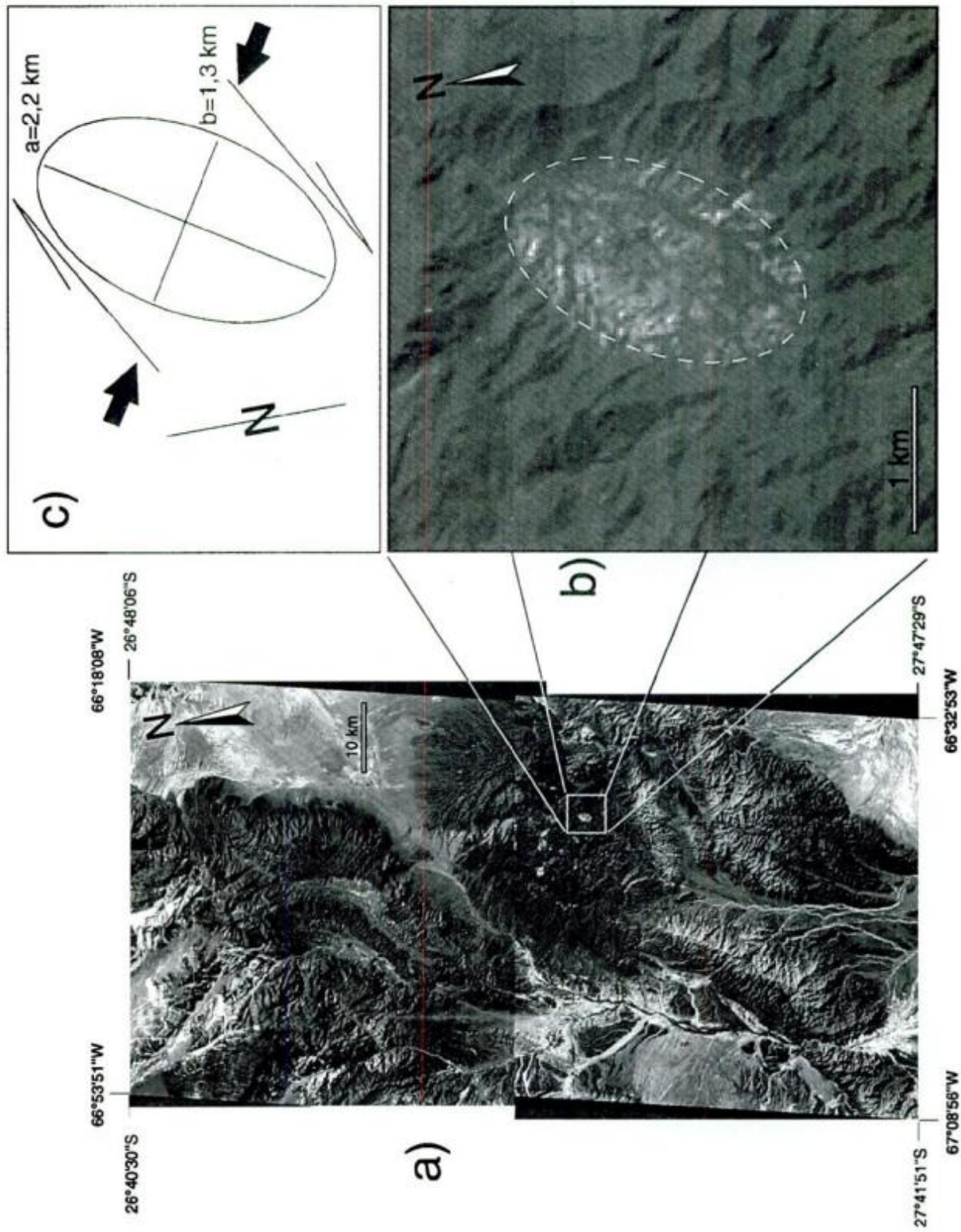


Figura 3: a) Imágenes satelitales Spot. Las dos imágenes (sistema XS - 3 canales espectrales) tienen una resolución de 20 metros y un tamaño de 60 x 60 km. b) Detalle de la zona del Bajo de la Alumbraera que exhibe las características espectrales más claras de las rocas del BLA y la geometría elíptica de los afloramientos. c) Esquema que remarca la compatibilidad de la geometría de los afloramientos del BLA (ejes mayor y menor) con la cinemática local determinada por un análisis microtectónico (Urreiztieta *et al.*, 1993) (eje principal de acortamiento = flechas negras y componente dextral).

sentido, resulta inicialmente válido considerar su estructuración dentro del contexto transpresivo dextral Neógeno del LT.

La caldera del cerro Galán y la compresión puneña

Por otro lado, la caldera del Cerro Galán (CG), identificada por primera vez en 1975 (Friedman y Heiken 1977), datada en 2,6 Ma (Francis *et al.* 1978; Francis 1989; Sparks *et al.* 1985), se ubica en la intersección del meridiano de 66° 55' Oeste con el paralelo de 25° 55' Sur. El análisis de su topografía numerizada permite reconocer con nitidez: i) el centro resurgente granítico (Cerro Galán, 5.912 m s.n.m.), ii) la posición de la escarpa que limita la caldera (línea discontinua de la Fig. 1), aunque puede reconocerse otra corona externa concéntrica que corresponde a los espesos derramamientos ignimbríticos riódacíticos, datados en 2.1 Ma (Sparks *et al.* 1985) (Fig.4). La caldera exhibe, a partir del análisis de la topografía computarizada, una elipticidad del orden de $R=1,20$

(Fig. 4). En este caso, el tamaño del objeto que permite analizar la deformación es mucho más grande ya que el eje mayor (ahora ubicado submeridionalmente) es de 42 km de longitud y el menor (sublatitudinal) mide unos 35 km. Esta elipse, resulta por otra parte, coherente con el campo de deformación andino Plio-Cuaternario reconocido para el borde del altiplano a esa latitud (Allmendinger 1986; Urreiztieta *et al.* 1994).

Discusión y conclusiones

Los argumentos cartográficos precedentes apoyan la interpretación de que tanto los afloramientos elípticos del BLA, como de la caldera CG, globalmente responden a campos deformativos andinos sin a postgenéticos con respecto a los procesos volcánicos que los generaron. Esto se apoya en el hecho que se encuentra una total compatibilidad entre la forma y disposición espacial de los ejes de los afloramientos elípticos (BLA y CG), con los ejes principales de la deformación teórica horizontal reconocidos a partir de

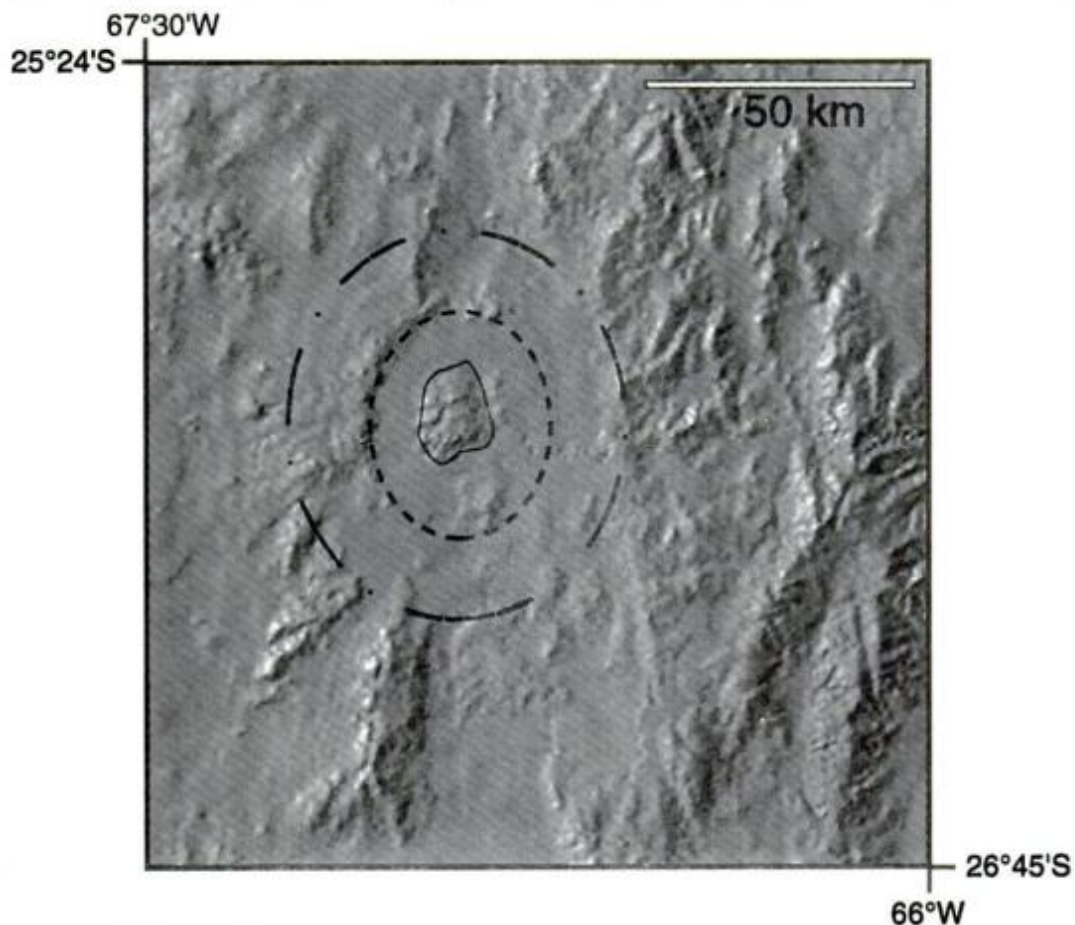


Figura 4: Detalle de la topografía numerizada de la caldera del Cerro Galán (hojas I.G.M. de Cachi y Santa María). La línea continua engloba el centro resurgente (Cerro Galán). La línea discontinua indica la escarpa de la caldera y la línea discontinua externa limita el derramamiento ignimbrítico.

trabajos microtectónicos de detalle (Urreiztieta *et al.* 1994). Sin embargo, ambos objetos observan edades del vulcanismo asociado neógeno sensiblemente diferentes (CG: 2,5 Ma y BLA entre 6 y 10 Ma) posibilitando la alternativa de que existan variaciones en el tiempo del campo deformativo (Allmendinger 1986; Allmendinger *et al.* 1989 y 1993; Strecker *et al.* 1989; Cladouhos *et al.* 1994; Grier *et al.* 1991; Marret *et al.* 1994). No obstante, se considera más probable la acción de un único campo deformativo actuante entre el Mio-Plioceno y el Plio-Cuaternario (véanse más detalles en Urreiztieta *et al.*, en prensa).

Debido a la fuerte analogía que existe entre la forma elíptica del BLA con la elipse de deformación teórica generada a partir del funcionamiento del LT, se considera que el BLA es un megamarcador pasivo, cuya geometría ha podido ser adquirida bajo un régimen transpresivo dextral sin a postgenético con respecto a su emplazamiento. De esta manera, el patrón de esfuerzos y deformación general que determina el LT observarán componentes transcurrentes paralelas dextrales (R) y las N 130° a N 140°

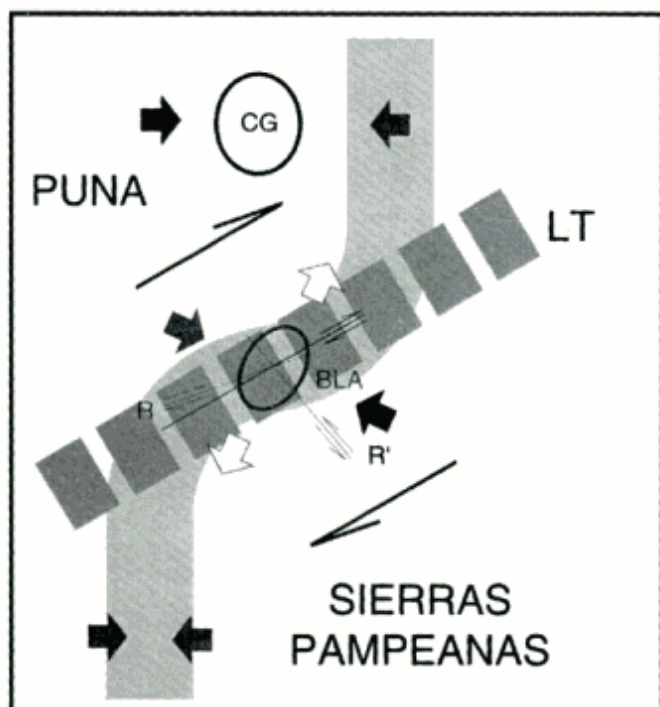


Figura 5: Esquema interpretativo (sin escalas) representando la deformación andina y las siluetas elípticas del BLA y de la caldera del CG dentro del contexto cinemático de la Puna austral y del LT (banda discontinua). La zona en gris representa el frente externo andino. Los ejes principales de la deformación fueron determinados por un análisis microtectónico de fallas (acortamiento = flechas negras, estiramiento = flechas blancas). Las estructuras transcurrentes conjugadas principales reconocidas en el campo están marcadas por R y Ri (estructuras Riedel, Riedel 1929). Las elipses no están en escala, pero representan las disposiciones espaciales y elipticidades determinadas.

senestrales (R') que pueden ser interpoladas al BLA (Fig. 5). La caldera del CG, por su parte, exhibe también una elipse que resulta coherente con el campo de deformación andino Plio-Cuaternario reconocido para el borde del altiplano a esa latitud (Fig. 4)

La mayor elipticidad y, consecuentemente, mayor deformación exhibida por el BLA podría atribuirse, no sólo a una ubicación sobre una zona con más intensa deformación, sino también a una mayor edad y profundización del emplazamiento del BLA con respecto al CG. No obstante, los datos microtectónicos preliminares con que se cuenta hasta el momento (ausencia de anisotropías y/o clivajes), no permiten avanzar mucho sobre la naturaleza de los mecanismos de deformación responsables de las formas adquiridas por ambos objetos. Sin embargo, en un análisis bidimensional, se considera como más probable la acción de mecanismos puramente frágiles constituidos por fallamientos cizallantes transcurrentes conjugados (Ramsay y Huber 1983), de diferentes escalas.

Finalmente, a partir de los relevamientos cartográficos discutidos, se concluye que puede trazarse una fuerte homologación de los resultados obtenidos a partir de la cartografía de la forma global de las unidades volcánicas neógenas estudiadas con los datos cinemáticos obtenidos a escalas meso y microtectónicas.

Agradecimientos

El presente estudio fue financiado por el CONICET (PID Resolución N° 0298/91), el INSU-CNRS (Programa DBT 3-25) y la Cooperación Comunidad Económica Europea-Argentina (Andean tectonics of Argentina). Las imágenes Spot fueron facilitadas por el Programa Tectoscope Andes (INSU, Francia). Se agradece la colaboración técnica de Yves Quéte (Géosciences-Rennes) en la preparación de los documentos topográficos. Finalmente, se agradecen los valiosos comentarios de los arbitrajes de R.W. Allmendinger y R. Mon.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R.W., Strecker, M., Eremchuk, J.E. y Francis, P., 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna plateau, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 111-130.
- Allmendinger, R.W., Gubbels, T., Isacks, B. y Cladouhos, T., 1993. Lateral variations in late Cenozoic deformation, Central Andes, 20-28° S (extended abstract), Second International Symposium of Andean Geodynamics, Colloques et Séminaires, ORSTOM (Paris): 155-158.

- Assumpção, M. y Araujo, M., 1993. Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics*, 221: 475-496.
- Aubry, L., 1994. Paléomagnétisme et tectonique. Zone de Transition de Tucumán, Nord Ouest Argentin. Informe de DEA. Universidad de Rennes 1, 50p.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M. de, Rossello, E.A. y Chauvin, A., (1996). Tectonic evolution of the Eastern Andes of North-West Argentina: paleomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B8): 17883-17899.
- Bassi, H.L. y Rochefort, G., 1980. Estudio geológico del yacimiento cuproaurífero de la Alumbreira, Provincia de Catamarca. *Anales Servicio Minería Secretaría Estado de Minería* 18. 150p. Buenos Aires.
- Caelles, J.C., Clark, A.H., Farrar, E., McBride, S.L. y Quirt, S., 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro, Capillitas District, Catamarca, Argentina. *Economic Geology*, 66 (6): 961-964.
- Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B. y Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southwest Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 209-228.
- Francis, P.W., 1989. Giant Volcanic Calderas. *Scientific American*, 60: 137-170.
- Francis, P.W., Hammill, M., Kretschmar, G. y Thorpe, R.S., 1978. The Cerro Galán Caldera, North-west Argentina and its tectonic setting. *Nature*, 274 (5673): 749-751.
- Friedman, J.D., y Heiken, G., 1977. Report in: Skylab Explores the Earth, N.A.S.A., Pub. 380: 137-170.
- Gapais, D., Urreiztieta, M. de, Le Corre, C., Rossello, E.A. y Cobbold, P.R., 1992. Cenozoic tectonics and basin development at the southern border of the Altiplano-Puna, NW Argentina: a preliminary analysis. *International Symposium on "Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins" (Moscú, Rusia)*, Resúmenes.
- González Bonorino, F., 1950. Geología y petrografía de las hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá), Catamarca. *Dirección General de Industria Minera, Boletín* 70: 1-100.
- Grier, M.E., Salfity, J.A. y Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 351-372.
- Gripp, A.E. y Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17(8): 1109-1112.
- Guilbert, J.M. y Park, C.P. Jr., 1986. The geology of ore deposits. *Freeman y Co.*, 985p. New York.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*: 20-26.
- Llambías, E.J., 1970. Geología de los yacimientos mineros Agua de Dionisio (Provincia de Catamarca, República Argentina). *Asociación Argentina Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista* 1 (1): 2-32.
- Llambías, E.J., 1972. Estructura del grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (2): 161-169.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (2): 179-207.
- Martel, C., Lenat, J.F. y Provost, A., 1993. Croissance des volcans: l'effet de la mise en place. *Comptes Rendues Academie Sciences Paris*, 316: 677-683.
- Merle, O. y Borgia, A., en prensa. Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*.
- Mon, R., 1976. La tectónica del borde oriental de Los Andes en las Provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (1): 65-72.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Ramos, V.A., 1977. Basement tectonics from Landsat imagery in mining exploration. *Geologie en Mijnbouw*, 56 (3): 253-262.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1983. The techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain analysis. Academic Press, 307p. Londres.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralbl. Mineral. Geol. Paläontol., Abh. B*: 354-368.
- Rossello, E.A., Urreiztieta, M. de, Cobbold, P.R., Gapais, D. y Le Corre, C., 1993. El Bajo La Alumbreira (Catamarca, Argentina) y la deformación transpresiva dextral del Lineamiento Tucumán. *Actas 9º Reunión de Microtectónica, Universidad Nacional de San Luis*, 1: 22-24. Mendoza.
- Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R. y Urreiztieta, M. de, 1995. El límite entre Precordillera y Sierras Pampeanas (Andes centrales de Argentina): consecuencias tectónicas y topográficas regionales. 9º Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas). *Actas microregistradas*.
- Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R., Urreiztieta, M. de y Gapais, D., (en prensa). El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). 13º Congreso Geológico Argentino-3º Congreso de Hidrocarburos (Buenos Aires).
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hammer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.O., Thorpe, R.S. y Page, R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 205-248.
- Strecker, M., Cerveny, P., Bloom, A.L. y Malizzia, D., 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26-28° S), Argentina. *Tectonics* 8: 517-534.
- Urreiztieta, M. de, Rossello, E.A., Gapais, D., Le Corre, C. y Cobbold, P.R., 1993. Neogene dextral transpression at the southern edge of the Altiplano-Puna (NW Argentina) 2º International Symposium on Andean Geodynamics, ORSTOM-Oxford University: 267-269. Oxford.
- Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., 1994. Développement de bassins néogènes en contexte transpressif, bordure sud-est de l'Altiplano-Puna (NW Argentina). 15ª Réunion des Sciences de la Terre, 1: 33. Nancy.
- Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Rossello, E.A., (en prensa). Cenozoic transpression and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, NW Argentina. *Tectonophysics*, 254: 17-39.

Recibido: 7 de diciembre, 1994

Aceptado: 11 de junio, 1996

Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro

Carlos J. CHERNICOFF y Roberto CAMINOS

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires.
Servicio Geológico Nacional, Av. Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires*

ABSTRACT. *Structure and stratigraphic relations of the Nahuel Niyeu Formation, eastern Northpatagonian Massif, Province of Rio Negro, Argentina.* The Nahuel Niyeu Formation is a low- to very low-grade metamorphic unit of late Proterozoic age mainly composed of metagreywackes, slaty shales and phyllites. The structure of this unit originated from three phases of deformation, D1, D2 and D3. D1 gave rise to an isoclinal folding whose orientation could not be determined due to the superimposition of phases D2 and D3; crystallization of chlorite and sericite in the matrix of the psammitic beds, and the crystallization of muscovite, chlorite, quartz and albite in the pelitic beds, took place during phase D1. These newly formed minerals developed an S1 schistosity parallel to S0. D2, the main phase of deformation, originated a SW verging asymmetric folding, its axis trending 134° and plunging 30° SE; D2 developed an axial-plane cleavage, S2 surface, and an intersection (S1-S2) lineation (L1). Phase D3 gave rise to W-verging, asymmetrical macro-scale folds, their axes being horizontal and trending N-S; D3 reoriented the L1 lineations onto the D3 axial plane (N-S/35° E). We consider that the Nahuel Niyeu Formation was deposited unconformably on a medium- to high-grade metamorphic unit, the Yaminué Complex and later deformed. We also consider that the present-day contact of these two basement units, the infracrustal Yaminué Complex and the supracrustal Nahuel Niyeu Formation, resulted from the thrusting of the former unit over the latter unit. This event occurred at approximately Devonian-Carboniferous boundary times, contemporaneously with the thrusting of the Nahuel Niyeu Formation over the Silurian-Devonian Sierra Grande Formation; both thrust surfaces are NW dipping and involved a SE verging movement.

Introducción

La Formación Nahuel Niyeu es una unidad metasedimentaria compuesta por metagrauvas, lutitas pizarreas y filitas. Aflora en el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, en la provincia de Río Negro. Los mejores afloramientos se encuentran en las márgenes de los cursos superior del arroyo Nahuel Niyeu, inferior del arroyo Treneta y medio a superior del arroyo Salado (Fig. 1 y Figs. 1 y 2, Chericoff y Caminos 1996). Asimismo, hay asomos pequeños y aislados al sur de la estación Musters del ferrocarril Gral. Roca y al este de la mencionada estación en dirección a Valcheta (véase Fig. 1, Chericoff y Caminos 1996).

Esta unidad representa los terrenos metamórficos de grado bajo a muy bajo que afloran en este sector del Macizo Nordpatagónico. El objetivo de este trabajo es, en primer término, caracterizar su estructura plegada y definir las distintas fases de deformación; en segundo

término, establecer sus relaciones estratigráficas, en particular con los terrenos gnéisicos-granitóides de mediano a alto grado (Complejo Yaminué).

En los primeros trabajos realizados sobre el basamento de bajo grado metamórfico del sector nororiental del Macizo Nordpatagónico (Wichmann 1919, 1927, 1934) se hacen referencias preliminares sobre su litología, del mismo modo que en trabajos subsiguientes, como los presentados por Croce (1956), Braccacini (1968) y Stipanovic *et al.* (1968), y así también en las síntesis regionales de Stipanovic y Methol (1972), Nuñez *et al.* (1975) y Caminos y Lambías (1984).

Nuñez *et al.* (1975) utilizaron el nombre de "Grupo Valcheta" para referirse a todas las rocas del basamento cristalino de la región nororiental del Macizo Nordpatagónico. Caminos (1983) agrupó y describió a los esquistos, gneises y granitos foliados que afloran al oeste de Valcheta bajo el nombre de Complejo Yaminué, y a la secuencia de grado bajo

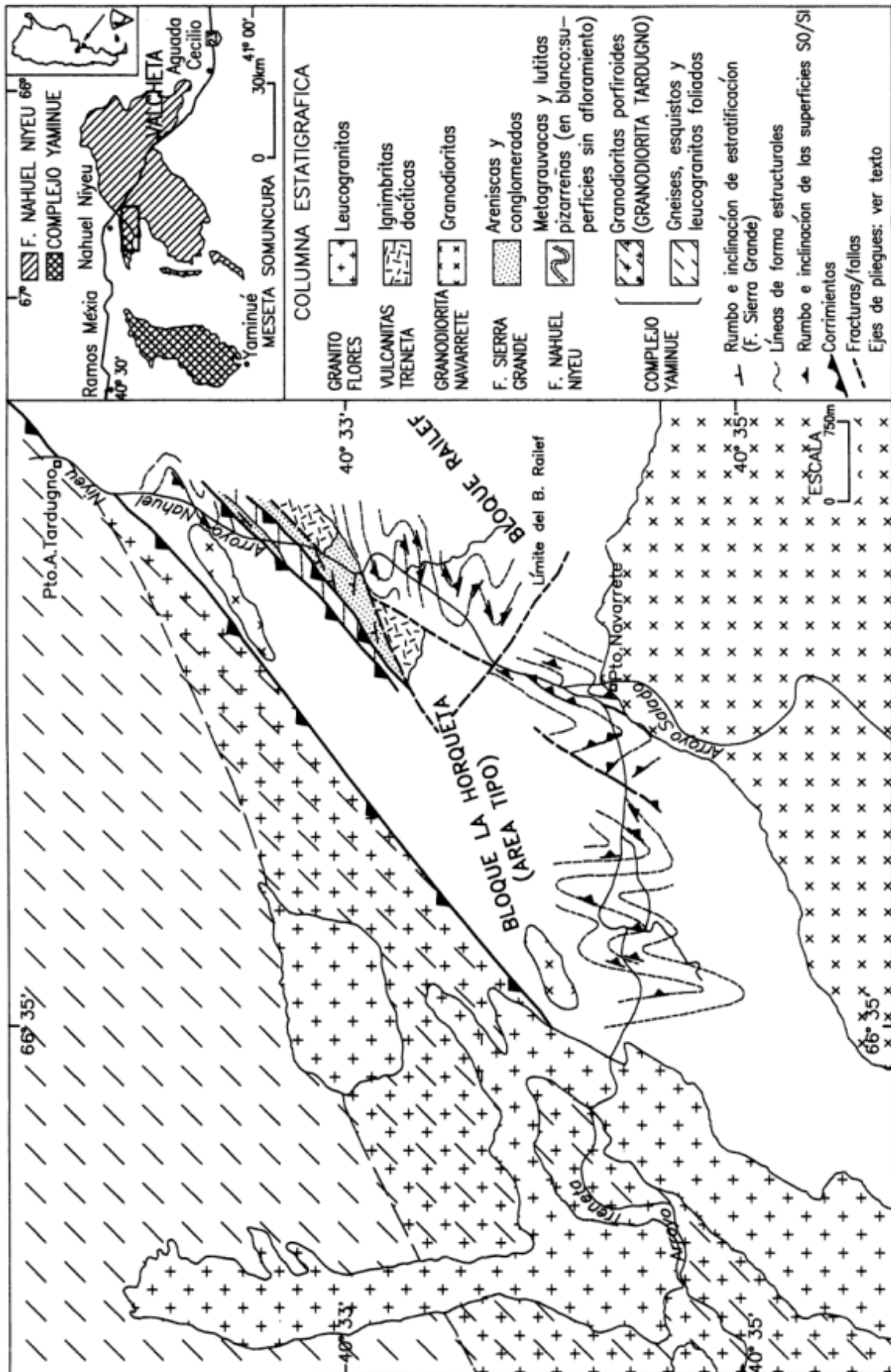


Figura 1: Mapa estructural de la Formación Nahuel Niyeu (localidad tipo) y sus relaciones con el Complejo Yaminué y las rocas ígneas gondwánicas (véase sector NE en Fig. 2, Chernicoff y Caminos 1996).

formada por metagrauvascas, lutitas pizarreñas y filitas, bajo el nombre de Formación Nahuel Niyeu.

Observaciones estructurales preliminares en la Formación Nahuel Niyeu fueron presentados por Chernicoff (1987); recientemente ha sido presentado un análisis de detalle de la estructura de la Formación Nahuel Niyeu y la caracterización de su relación estratigráfica con el Complejo Yaminué en la tesis doctoral de uno de los autores (Chernicoff 1994).

Marco geológico regional

La zona de estudio se encuentra dentro del sector nororiental del Macizo Nordpatagónico (véase Fig. 2, Chernicoff y Caminos, 1996), constituido geológicamente por:

1. Un basamento metamórfico-ígneo de edad presilúrica compuesto por dos unidades:

a) El Complejo Yaminué (Caminos 1983), formado por metamorfitas de mediano a alto grado, por leucogranitos foliados concordantes y por granodioritas porfiroides tardío-cinemáticas subconcordantes,

b) Las metamorfitas de menor grado de la Formación Nahuel Niyeu (Caminos 1983), motivo del presente trabajo.

2. Sedimentitas pertenecientes a la Formación Sierra Grande (Harrington 1962) de edad silúrico-devónica, principalmente ortocuarcitas y conglomerados de origen marino, que se asientan en marcada discordancia angular sobre la Formación Nahuel Niyeu.

3. Rocas ígneas gondwánicas, representadas en la zona de estudio por: a) el Complejo Plutónico Navarrete (Caminos 1983), de edad neopaleozoica, formado por cuerpos de tonalitas y granodioritas que intruyen al Complejo Yaminué y a la Formación Nahuel Niyeu, y son cubiertos en discordancia por vulcanitas de edad triásica superior; b) estas últimas integran el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta (Caminos 1983), compuesto por coladas andesíticas e ignimbritas riolíticas y dacíticas. Estas son, a su vez, intruídas por leucogranitos eojurásicos (Granito Flores; Caminos 1983) integrantes del mismo Complejo; c) Al sudeste de la zona de estudio afloran vulcanitas pertenecientes al Complejo Marifil, de edad jurásica media (Malvicini y Llambías 1974; Cortés 1981).

4. Conglomerados y areniscas neocretácicas del Grupo Neuquén, que se apoyan discordantemente sobre las vulcanitas jurásicas. Una pequeña porción de la zona de estudio es cubierta por el plateau basáltico oligoceno que integra la Formación Somuncura (Ardolino 1981).

Litología y petrografía de la Formación Nahuel Niyeu

Una de las características salientes de la Formación Nahuel Niyeu es la preservación de la estratificación sedimentaria original. Esta estructura primaria es remarcada por la alternancia de metagrauvascas y lutitas pizarreñas de color gris oscuro, y es sólo

Tabla 1: Fases de plegamiento, Formación Nahuel Niyeu (área tipo).

	PLEGAMIENTO	FENOMENOS ASOCIADOS
Fase D3	Plegamiento en macroescala, asimétrico, con vergencia al O. Eje N-S, horizontal. Plano axial: N-S/35°E	Las estructuras lineares L1: son reorientadas y, estadísticamente, contenidas en un plano correspondiente al plano axial D3.
Fase D2	Plegamiento asimétrico, apretado, con vergencia al SO. Eje de plegamiento: 134°/31°SE	Desarrollo de lineación L1 por intersección de: superficies S2, de clivaje (de plano axial) con superficies S0/S1. Orientación media del clivaje de plano axial: N333°/48°NE
Fase D1	Plegamiento isoclinal. Orientación: ¿?	Desarrollo de esquistosidad (superficie S1), paralela a la estratificación (superficie S0). Esquistosidad (superficie S1) determinada por la cristalización de clorita y sericita en la matriz de los bancos psamíticos, y de moscovita, clorita, cuarzo y albita en los bancos pelíticos

parcialmente borrada en algunos sectores por el efecto térmico de la actividad plutónica del Paleozoico tardío. Intercaladas en esta asociación hay también metadiabasas, infrecuentes en la zona de estudio, pero más abundantes en la zona de afloramientos próxima a la localidad de aguada Cecilio, unos 35 km al este de Valcheta.

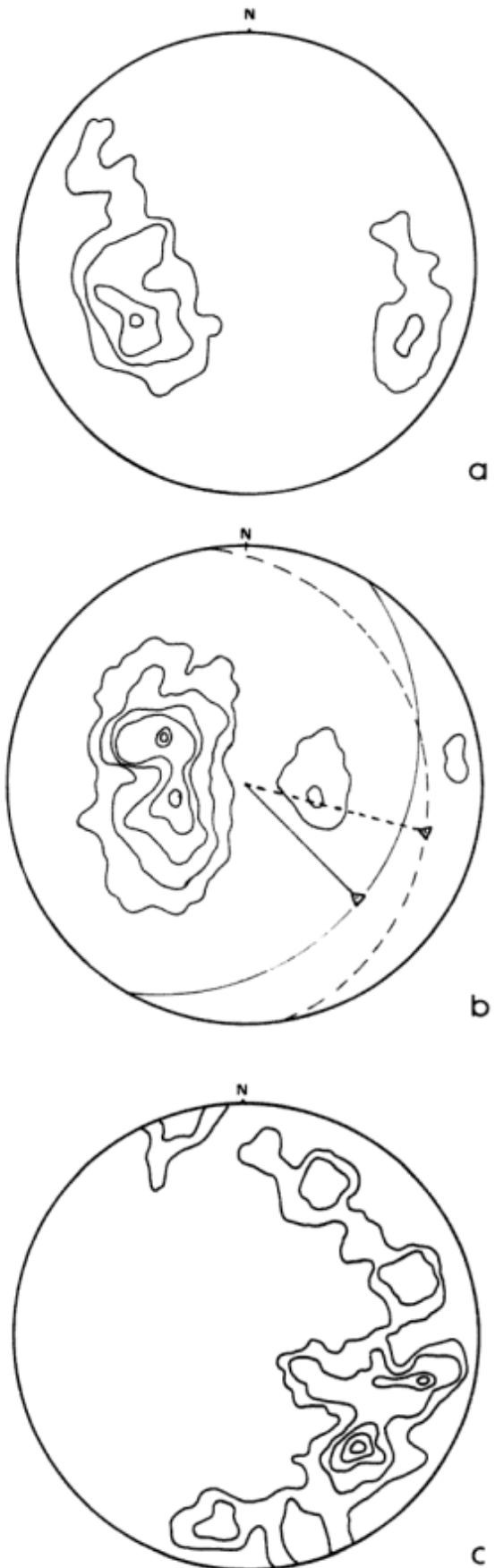
Los bancos de metagrauvaca son macizos o ligeramente esquistosos y tienen generalmente 1-2 m de espesor, habiendo también bancos que alcanzan 5 m de potencia y otros de sólo 5-20 cm. Algunos estratos tienen forma lenticular o se acuñan lateralmente. Las capas limo-pelíticas son en general más delgadas (5-30 cm de espesor), pudiendo también formar bancos de hasta 5 m de potencia. Los mejores ejemplos de estratificación rítmica están dados por la alternancia de bancos arenosos de 40-50 cm de espesor y niveles pelíticos de 10-20 cm de potencia, o a la inversa, bancos arenosos de 10-20 cm y pelíticos de 40-50 cm; los contactos entre estos bancos son netos.

La composición de las metagrauvacas es cuarzosa o cuarzo-feldespática; el porcentaje de granos de cuarzo llega a alcanzar el 80-90 % del total. Los efectos del metamorfismo regional se manifiestan por la cristalización de clorita y sericita, correspondiendo al grado metamórfico bajo a muy bajo. Los rasgos descriptivos caracterizan al sector cortado por los arroyos Nahuel Niyeu y Salado (área tipo de la unidad). Las estructuras y relaciones estratigráficas que se describen más adelante han sido observadas en la misma área.

Al este de Nahuel Niyeu, en Valcheta y alrededores, donde los afloramientos son extremadamente exigüos, el grado de metamorfismo es algo mayor, alcanzando los términos inferiores de la facies de esquistos verdes (afloramientos de filitas de grano fino; textura lepidoblástica y recristalización casi total).

El efecto térmico de los stocks graníticos paleozoicos superiores produjo metamorfismo de contacto en algunos sectores, en los que metagrauvacas y filitas están transformadas en hornfels o en esquistos biotíticos nodulosos.

Figura 2: a) Diagrama de fábrica de los planos de clivaje, superficie S2, bloque La Horqueta; 46 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 2, 6,5, 10,5 y 19,5%); b) 1) Diagrama de fábrica de los planos de estratificación-esquistosidad (superficies S0/S1), bloque La Horqueta; 91 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 1, 3,5, 7,5, 11, 13 y 17,5%). 2) Proyección estereográfica de los planos S0/S1 y estructuras lineares L1 de mayor frecuencia estadística. (Referencias: traza continua: plano normal al máximo principal de polos de superficies S0/S1; traza discontinua: plano normal al máximo secundario de polos de superficies S0/S1). 3) Triángulo y línea de traza continua: máximo principal de estructuras lineares y su proyección horizontal; triángulo y línea de traza discontinua: máximo secundario de estructuras lineares y su proyección horizontal); c) Diagrama de fábrica de las estructuras lineares L1, bloque La Horqueta; 48 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 2, 3, 3,5, 5,5, 7 y 9,5%). Máximo: N134°/31°SE.



Estructura

Bloque La Horqueta

Los estudios estructurales de la Formación Nahuel Niyeu han permitido identificar la existencia de tres fases de plegamiento superpuesto. Su descripción se hace en primer lugar, y con mayor detalle, para el área tipo (o bloque La Horqueta; Fig. 1), que tomamos como área de referencia estructural para el estudio comparativo con otras porciones del basamento de bajo grado.

Fase D1. La conspicua esquistosidad penetrativa, superficie S1 —paralela a la estratificación, superficie S0— es indicativa de la existencia de una fase de plegamiento inicial D1, isoclinal, cuya orientación no es posible determinar debido a la superposición de otras dos fases de plegamiento, D2 y D3. La esquistosidad S1 aparece tanto en los bancos de metagrauvaca como en los bancos de pizarra o filita; el espaciamento entre estos planos de esquistosidad, 0,8-1 cm en las metagrauvas y 0,2-0,4 en las pizarras y filitas, es notablemente constante. La cristalización de laminillas orientadas de moscovita y clorita, además de cuarzo y albita, en las metapelitas y en la matriz de las metagrauvas genera los planos de esquistosidad, superficie S1 (paralela a S0), correspondientes a esta fase de plegamiento.

Fase D2. La segunda fase de deformación corresponde a un plegamiento asimétrico, apretado, y con vergencia al sudoeste.

Como consecuencia del plegamiento D2 se desarrolló, sobre la superficie de esquistosidad S1 (y estratificación S0), una lineación L1 originada por la intersección de un clivaje, superficie S2, con las superficies S0/S1.

El clivaje originado por el plegamiento D2, superficie S2, ha sido observado en pliegues menores D2. Este plano S2 es un clivaje de crenulación e incipiente fractura, donde la superficie crenulada e incipientemente fracturada es la esquistosidad S1. Desde el punto de vista geométrico, la relación de este clivaje con dichos pliegues menores es del tipo de clivaje de plano axial; el valor medio estadístico de la orientación de esta superficie es N333°/48° NE (Fig 2a), consistente con la vergencia al sudoeste del plegamiento D2.

Debido a que son poco frecuentes los planos de clivaje S2 en condiciones de ser medidos directamente, el diagrama de fábrica correspondiente a estos planos (Fig. 2a) tiene bajo valor estadístico, razón por la cual la actitud media que se deduce a partir del diagrama de la Fig. 2a (N333°/48° NE) difiere del valor promedio entre los máximos estadísticos principal y secundario de las superficies S0/S1 (N10°/28°E; Fig. 2b), que puede

ser tomado como el plano axial de los pliegues D2 más apretados. Consideramos que el valor N333°/48° NE es más representativo del plano axial del plegamiento D2.

Aparte de las lineaciones L1 generadas por intersección de las superficies S2 con las superficies S0/S1, también se han reconocido y medido otras estructuras lineares indicativas del eje de plegamiento D2, tales como charnelas de micropliegues y mesoplegues centimétricos a decamétricos; en otros casos la medición de la actitud de las charnelas es indirecta, como en los pliegues de orden decamétrico.

El diagrama de fábrica de las estructuras lineares correspondientes a L1 (Fig 2c) refleja la reorientación sufrida por la fase D2 de plegamiento: estas

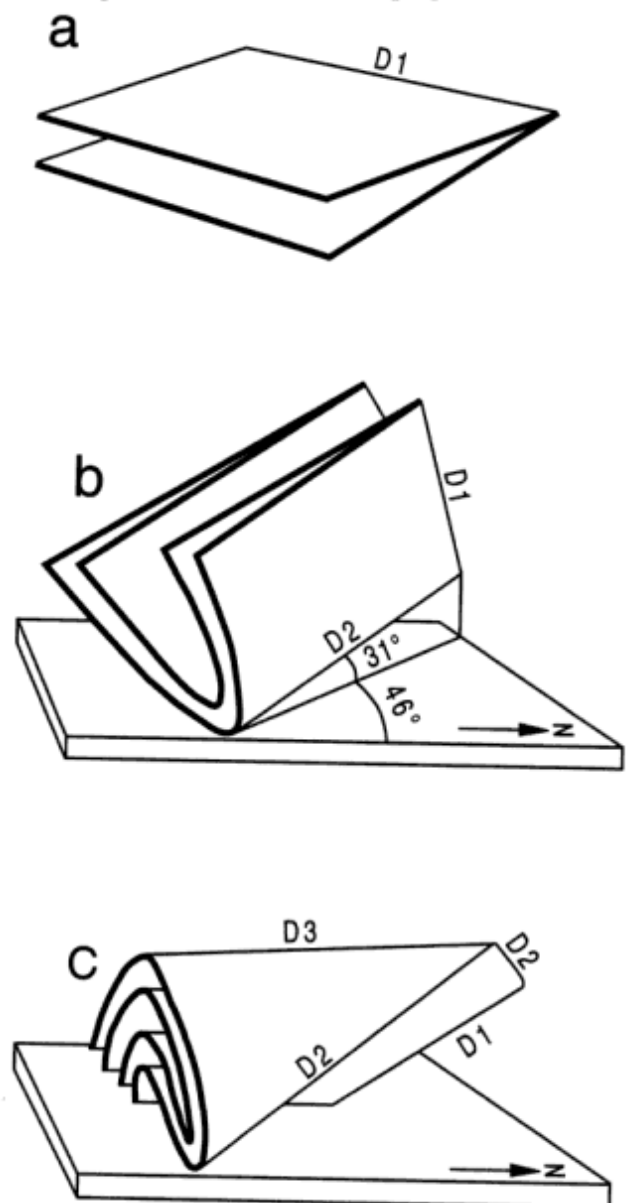


Figura 3: Esquema de la relación geométrica y temporal entre las fases de plegamiento D1, D2 y D3. a) Plegamiento isoclinal D1, orientación no determinada; b) plegamiento D2, con vergencia al sudoeste; c) plegamiento D3, con vergencia al oeste.

estructuras lineares L1 se distribuyen, estadísticamente, en un plano con rumbo N-S e inclinación 35° al E, que es precisamente el plano axial del plegamiento superpuesto D3; el máximo estadístico de estas estructuras lineares (Fig. 2c) corresponde a la orientación del eje de plegamiento D2: N134°/31°SE.

Fase D3. Como se ha mencionado, las estructuras lineares L1, correspondientes a la fase de plegamiento D2, están reorientadas y a su vez contenidas en un plano correspondiente al plano axial del plegamiento superpuesto D3. A partir del diagrama de la Fig. 2c, la orientación media que se ha deducido para este plano es N-S/35°E; la posición del eje de plegamiento D3 es N-S/ subhorizontal.

El plegamiento D3 es asimétrico y con vergencia al oeste, y ha sido desarrollado en macroescala, no habiéndose hallado pliegues menores; D3 tampoco ha desarrollado estructuras planares transpuestas a la superficie S2. En la Fig. 3 se presenta un dibujo esquemático que permite ver la relación geométrica y temporal entre las fases de plegamiento D1, D2 y D3. La Tabla 1 reseña las fases de plegamiento reconocidas en la Formación Nahuel Niyeu en su área tipo.

Bloque Railef

El área delimitada por lo que denominamos bloque Railef, situada inmediatamente al norte del bloque La Horqueta (Fig. 1), fue fracturada y rotada con posterioridad al plegamiento de la Formación Nahuel Niyeu. Así es que este bloque está limitado al norte por un contacto tectónico con el Complejo Yaminué (un sobrecorrimiento con vergencia al SE, como se verá luego), y hacia el sur por la falla de rumbo NO-SE ubicada a unos 700 m al norte de la confluencia de los arroyos Treneta y Salado; dentro del bloque hemos interpretado la presencia de por lo menos dos sobrecorrimientos con vergencia SE que colocan a otras tantas escamas de la Formación Nahuel Niyeu sobre sedimentitas silúrico-devónicas pertenecientes a la Formación Sierra Grande (más abajo se discute la edad de estos corrimientos).

En este bloque también se puede comprobar la superposición de las tres fases de plegamiento, interesándonos aquí destacar la diferencia angular aproximadamente constante que presenta el rumbo de las estructuras en este bloque con respecto a la orientación de las estructuras homólogas en el área tipo o bloque La Horqueta. Consideramos que esta diferencia local en la orientación estructural es debida a una rotación del bloque Railef que antecede por escasa diferencia de tiempo a los corrimientos mencionados más arriba; la rotación sería, por lo tanto, un fenómeno precursor de dichos corrimientos.

En la Fig. 4a se presenta el diagrama de fábrica de los planos S0/S1, junto con la proyección estereográfica

de los planos S0/S1 y de las estructuras lineares L1 de mayor frecuencia estadística. La superficie axial D2, promedio entre los máximos estadísticos principal y

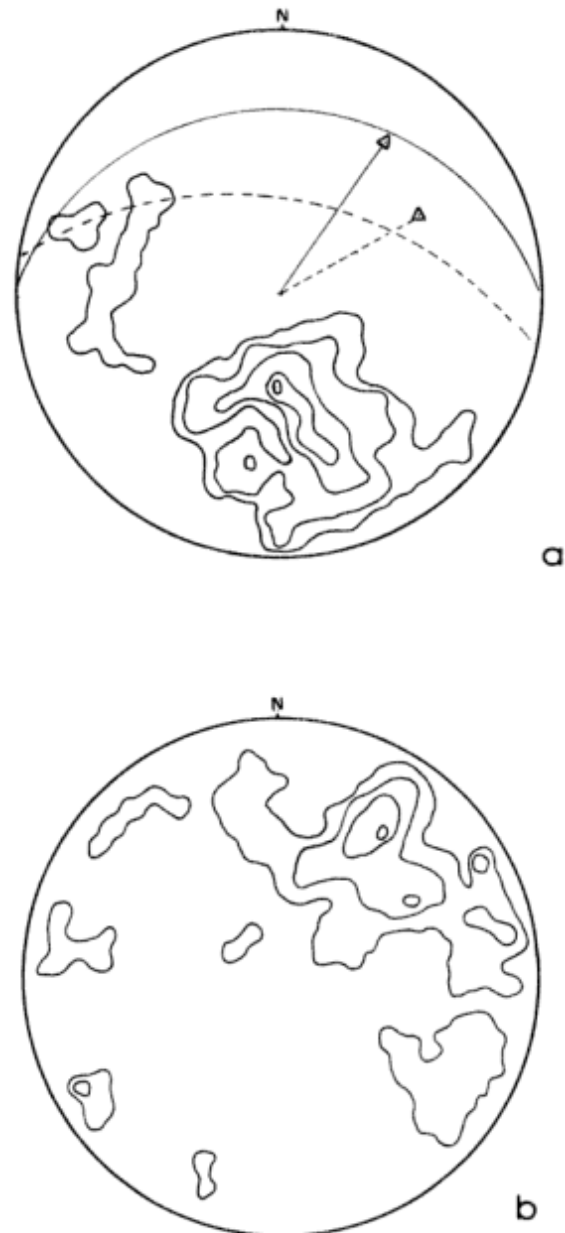


Figura 4: a) 1) Diagrama de fábrica de los planos de estratificación-esquistosidad (superficies S0/S1), bloque Railef; 56 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 2, 3,5, 7, 11 y 12,5%); 2) Proyección estereográfica de los planos de estratificación-esquistosidad (superficies S0/S1) y estructuras lineares L1 de mayor frecuencia estadística. (Referencias: ver Fig. 2b). b) Diagrama de fábrica de las estructuras lineares L1 correspondientes a la fase D2 de plegamiento, bloque Railef; 68 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 1,5, 4,5, 7,5 y 10%).

secundario de los planos S0/S1, tiene una actitud N275°/40°N.

Las estructuras lineares L1, tal como ocurre en el área tipo, también están reorientadas de modo tal que yacen, estadísticamente, en un plano de rumbo N280° e inclinación 40°N (Fig. 4b), que consideramos que es el plano axial D3, rotado. El máximo estadístico de las estructuras lineares L1, correspondientes al eje de plegamiento D2 (rotado), es N34°/28°NE. La diferencia angular entre la orientación del eje D2 en el bloque Railef y su homónimo en el bloque La Horqueta, como así también la diferencia angular existente entre la posición del plano axial D2 en sendos sectores es próxima a los 90°, que consideramos que es la magnitud de la rotación, en sentido horario, del bloque Railef.

Bloque Arroyo Salado

Denominamos Bloque Arroyo Salado al área de afloramientos ubicada al sur de los Bloques La Horqueta y Railef, en las márgenes e inmediaciones de los cursos medio y superior del arroyo Salado (Fig. 5 y Fig. 7, Chernicoff y Caminos, 1996). Esta zona está rodeada e intruída por cuerpos y apófisis graníticas, estando separada de la zona de los arroyos Treneta y Nahuel Niyeu también por cuerpos plutónicos. En los alrededores del curso medio del arroyo Salado es particularmente importante el efecto térmico causado por los cuerpos intrusivos gondwánicos en el basamento. Sin embargo, aún en los sectores donde afloran esquistos hornfelizados es posible identificar estratificación sedimentaria relictica y laminación. En sectores menos afectados térmicamente se aprecia claramente la estratificación sedimentaria, en estos casos remarcada por la alternancia de metagrauvascas y lutitas pizarreñas.

Consideramos que el área de afloramientos ubicada en las márgenes e inmediaciones de los cursos medio y superior del arroyo Salado integra un bloque basculado hacia el oeste, según lo sugieren las mediciones estructurales realizadas en esta zona.

Tal como en el área tipo, en este bloque también se ha reconocido la esquistosidad penetrativa conspicua, superficie S1, generada durante fase inicial (D1) de plegamiento. El plegamiento correspondiente a la fase D2 es menos apretado que en el área tipo, según lo observado en el campo, y confirmado mediante la representación del diagrama de fábrica de las superficies S0/S1 (Fig. 6a) en el cual se advierte una concentración de polos menor que en aquellos representados en las Figs. 2b y 4a.

La posición del eje de plegamiento D2 es N256°/26°O (Fig. 6b). El mismo está determinado con más precisión que en el área tipo debido a que la reorientación ejercida por el plegamiento superpuesto D3 en esta

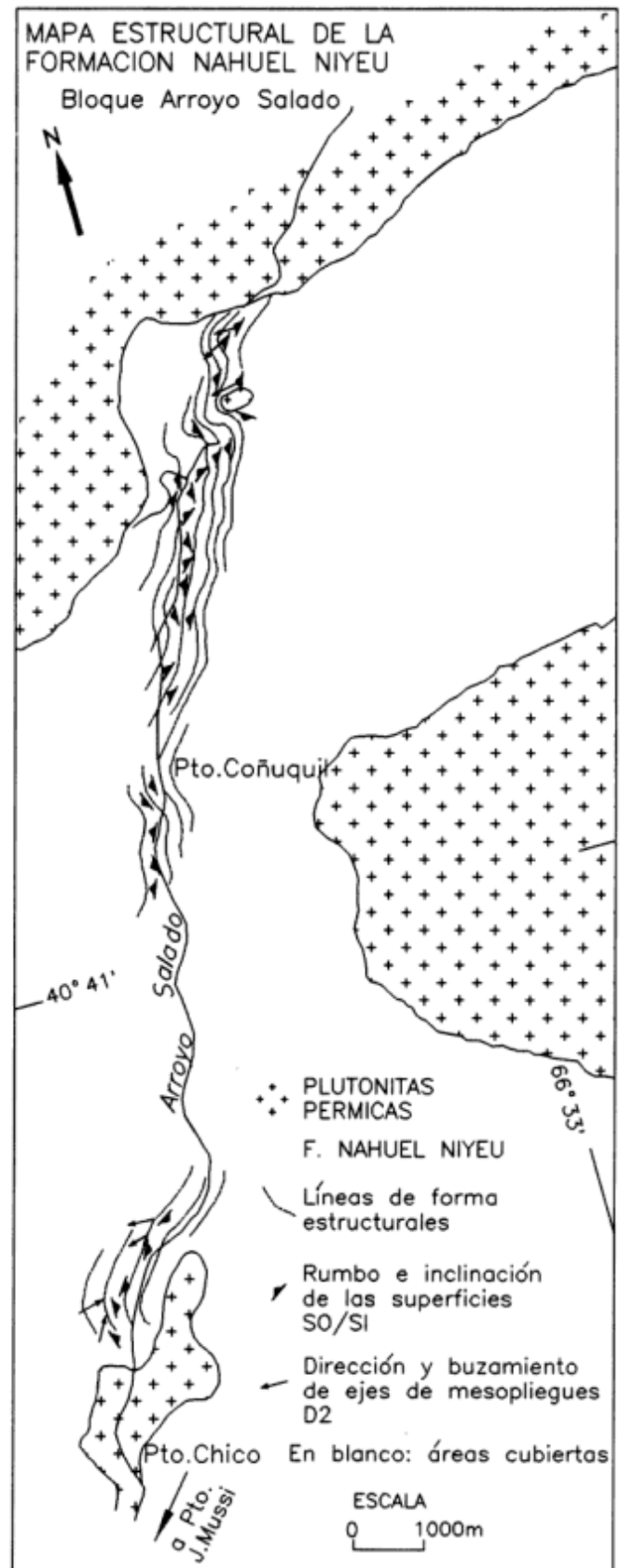


Figura 5: Mapa estructural de la Formación Nahuel Niyeu (bloque Arroyo Salado).

zona es menor, tal como queda reflejado en el diagrama de fábrica de las estructuras lineares paralelas a la dirección axial (charnelas de micropliegues y mesopliegues centimétricos a decamétricos, lineaciones de intersección entre las superficies S2 y S0/S1: Fig. 6b), en el que observamos una alta concentración de los valores alrededor de la orientación axial D2 original. Esta última coincide aproximadamente con la calculada estadísticamente a partir de los planos de

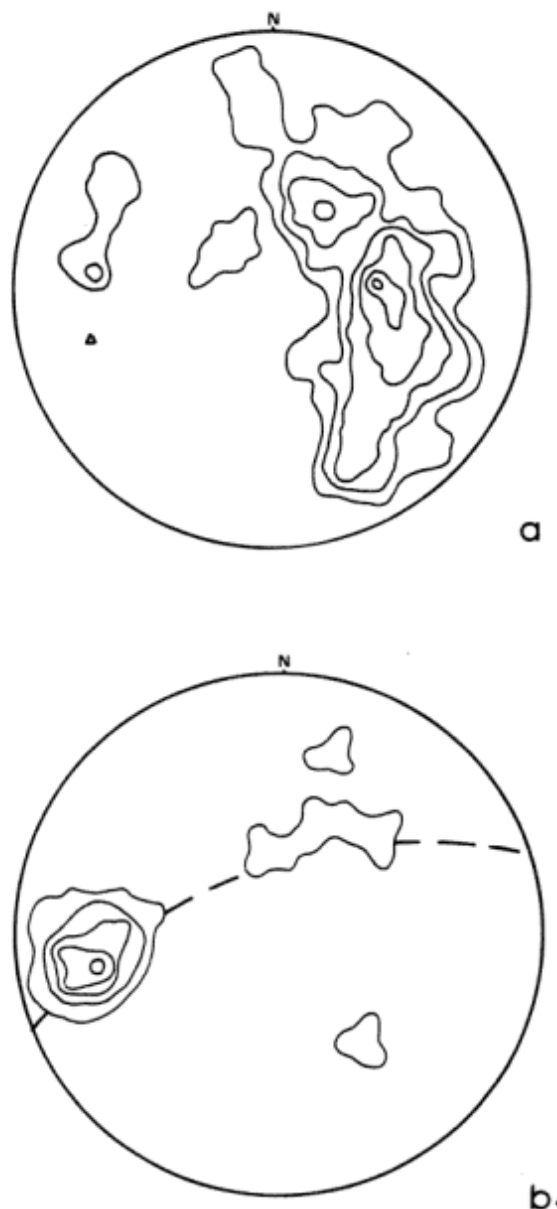


Figura 6: a) Diagrama de fábrica de la estratificación-esquistosidad (superficies S0/S1), bloque Arroyo Salado; 134 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 1, 2, 4, 6,5, 8,5 y 10%; triángulo= eje); b) Diagrama de fábrica de las estructuras lineares L1, bloque Arroyo Salado; 48 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 2, 4, 8, 12 y 16%).

estratificación: N254°/26° O (eje pi del círculo máximo de mejor ajuste, Fig. 6a). El plegamiento D2 ha desarrollado también en esta zona un clivaje de plano axial —superficie S2— cuya actitud media es N47°/47° NO, según mediciones directas.

El plano en el que yacen, estadísticamente, las lineaciones L1 (Fig. 6b) corresponde al plano axial D3, siendo su posición N63°/68° NO. En esta región, así como D3 ha reorientado sólo parcialmente a las estructuras lineares correspondientes al plegamiento D2, tampoco ha modificado altamente el resto de las estructuras plegadas.

El carácter menos apretado de los pliegues D2 y D3 en esta zona hace que haya menos consistencia entre las diferencias angulares de las estructuras homónimas del área tipo y de este bloque.

Sector oriental de la zona de estudio

Las observaciones realizadas en el sector más oriental de la zona de estudio fueron hechas al sur de la estación Musters del ferrocarril Gral. Roca hasta el arroyo Valcheta, y al este de aquella estación en dirección a la localidad de Valcheta (véase Fig. 1, Chernicoff y Caminos 1996). Aquí los afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu son pequeños y aislados entre sí, asomando a ras de suelo, semicubiertos por regolito y depósitos cuaternarios. Por lo tanto, las mediciones estructurales en esta zona, particularmente la inclinación, son muy imprecisas y no han sido incorporadas al análisis estructural estadístico. El rumbo general de las superficies S0/S1 en esta zona es NNO-SSE.

Relaciones estratigráficas y correlaciones

El único control estratigráfico con el que se cuenta indica que esta formación es de edad pre-silúrica, por cuanto rocas asignadas a la Formación Sierra Grande de edad silúrico-devónica apoyan discordantemente sobre la misma. La base y techo de la Formación Nahuel Niyeu no son visibles.

Una datación preliminar realizada por Linares *et al.* (1990) sobre rocas de la Formación Nahuel Niyeu indica una edad de 600 ± 25 Ma para la misma.

Los estudios estructurales de detalle en el Complejo Yaminué (Chernicoff 1994; Chernicoff y Caminos 1996) y en la Formación Nahuel Niyeu permiten interpretar que estas unidades constituyen dos pisos estructurales diferentes en edad y evolución geológica. Esto está fuertemente sugerido por un conjunto de evidencias, entre las que se cuentan el diferente estilo de la deformación, el distinto grado de metamorfismo y la marcada diferencia en la orientación y vergencia de las

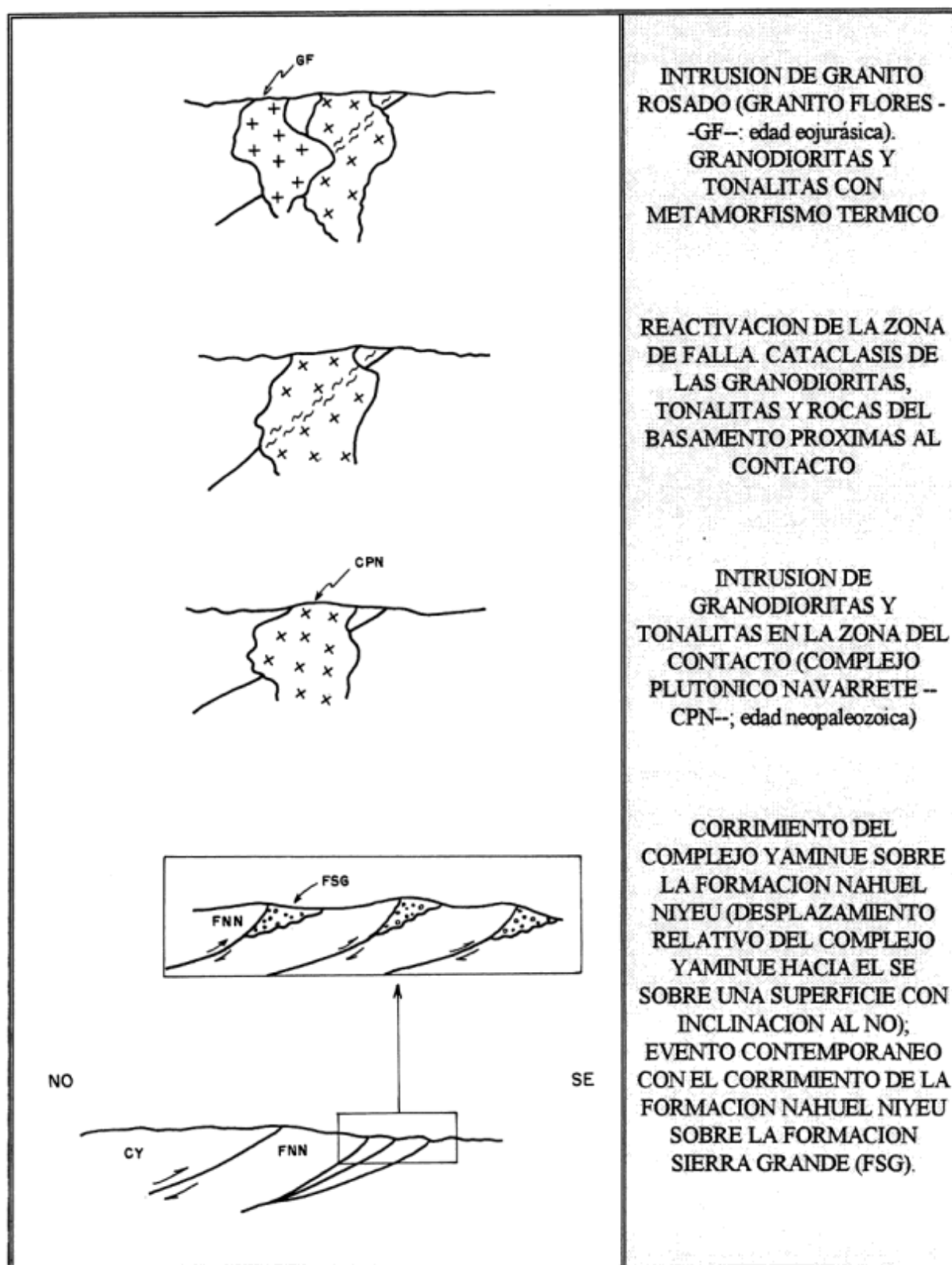


Figura 7: Contacto entre el Complejo Yaminué (CY) y la Formación Nahuel Niyeu (FNN).

estructuras de plegamiento de sendas asociaciones rocosas. La edad radiométrica mínima de 680 ± 27 Ma (Caminos *et al.*, 1994) del Complejo Yaminué es consistente con los datos geológicos.

Consideramos, por lo tanto, que la Formación Nahuel Niyeu habría constituido una secuencia supracrustal depositada, plegada y metamorfizada sobre un zócalo rígido, el Complejo Yaminué, cuya historia de deformación, plutonismo sincinemático y metamorfismo es más antigua que la de la Formación Nahuel Niyeu. Este zócalo fue interpretado (Chernicoff 1994; Chernicoff y Caminos 1996) como integrante de una faja metamórfico-ígnea proterozoica superior, tentativamente definida como parte de la raíz de un arco magmático de tipo andino.

No hay evidencias suficientes que permitan correlacionar con certeza las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito, esta última aflorante en el área Mina Gonzalito-Pailemán, ubicada a unos 100 km al sudeste de la zona de estudio, basada en su semejanza litológica. Esto es así por cuanto en esta última región se considera que la deformación interna del "Complejo Metamórfico", formado por la suma de la secuencia infracrustal o Complejo Mina Gonzalito, más la secuencia supracrustal o Formación El Jagüelito, ocurrió como un evento simultáneo para todo el conjunto rocoso (Giacosa 1995), en clara discrepancia con las historias separadas y sucesivas visualizadas para la deformación interna de las unidades infra- y supracrustales en el área Yaminué-Nahuel Niyeu.

Contacto entre la Formación Nahuel Niyeu y el Complejo Yaminué

En el campo este contacto se pone de manifiesto como una línea recta de aproximadamente 7 km de longitud y orientación NE-SO a través de la cual existe un pasaje rápido entre el Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu, ambos semicubiertos (Fig. 1). El contacto además está ocupado por cuerpos intrusivos más jóvenes: primeramente tuvo lugar la intrusión de un cuerpo tonalítico-granodiorítico neopaleozoico (Complejo Plutónico Navarrete), que imprimió un metamorfismo térmico sobre gran parte de las rocas próximas al contacto. La cataclisis que presentan estas granodioritas y tonalitas es indicativa de la reactivación tectónica post-Complejo Plutónico Navarrete de la zona de contacto. La edad de esta reactivación está acotada por una nueva intrusión (Granito Flores, de edad eozóica) que imprimió un metamorfismo térmico sobre las plutonitas (tonalitas y granodioritas) con cataclisis.

Se interpreta que el modo por el cual estos dos pisos estructurales fueron puestos en contacto es un corrimiento del Complejo Yaminué sobre la Formación

Nahuel Niyeu (Fig. 7). El Complejo Yaminué tuvo un desplazamiento relativo hacia el sudeste sobre el plano de corrimiento con inclinación al noroeste (Fig. 7). Este rasgo estructural puede apreciarse sólo en forma cualitativa debido a la naturaleza cubierta e intruída del contacto entre el Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu. No podemos precisar el ángulo de inclinación del plano de corrimiento ni la cantidad de desplazamiento ocurrido sobre el mismo.

Consideramos que contemporáneamente al sobre-corrimiento del Complejo Yaminué tuvo lugar el corrimiento de la Formación Nahuel Niyeu sobre la Formación Sierra Grande; la repetición de esta última estructura dio origen a una conspicua estructura de imbricación (Fig. 7). La edad de esta tectónica de corrimientos es post-devónica, por involucrar a la Formación Sierra Grande de edad silúrico-devónica, y pre-neopaleozoica (pre-Complejo Plutónico Navarrete).

Esta tectónica de corrimientos pudo haber ocurrido alrededor del límite Devónico-Carbonífero, y por lo tanto puede ser correlacionable con la fase Chánica. Como hemos señalado más arriba, en la zona de contacto entre el Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu puede deducirse la existencia de una reactivación post-Complejo Plutónico Navarrete y pre-Granito Flores de dicho contacto tectónico.

Conclusiones

La Formación Nahuel Niyeu, compuesta por metasedimentitas de grado metamórfico bajo a muy bajo, principalmente metagrauvacas, lutitas pizarreñas y filitas, demuestra haber evolucionado tectónicamente a través de tres episodios de deformación, denominados fases D1, D2 y D3.

La fase D1 de deformación es reconocida por la identificación de una conspicua esquistosidad penetrativa, superficie S1, producida por un plegamiento isoclinal de la estratificación, superficie S0. No ha sido posible determinar la orientación original de este plegamiento debido a la superposición de otras dos fases de plegamiento, D2 y D3. En esta etapa tuvo lugar el metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo de la secuencia sedimentaria original.

La fase D2 dio origen a las estructuras de deformación más conspicuas identificadas en la Formación Nahuel Niyeu, correspondiendo a un plegamiento asimétrico y apretado, con vergencia al sudoeste. La posición del eje de plegamiento D2 es $N134^\circ/31^\circ$ SE. Durante esta fase tuvo lugar la formación de un clivaje, superficie S2 (orientación media $N333^\circ/48^\circ$ NE), que por intersección con las superficies S0/S1, originó una lineación L1 sobre estas últimas. La superficie S2 demuestra ser un clivaje de

crenulación e incipiente fractura, habiéndose comprobado también, particularmente en los pliegues menores D2, su carácter de clivaje de plano axial.

La fase D3 ha desarrollado un plegamiento apretado y en macroescala, con vergencia al oeste, no habiéndose hallado evidencias de pliegues menores; D3 tampoco ha desarrollado estructuras planares transpuestas a las anteriores. La posición del eje de plegamiento D3 es N-S/subhorizontal y el plano axial es N-S/35°E. Durante esta fase las estructuras lineares L1 sufrieron una reorientación, redistri-buyéndose hasta yacer, estadísticamente, en el plano axial correspondiente al plegamiento D3.

La comparación entre las estructuras del Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu sugiere que estas unidades evolucionaron tectónicamente en forma independiente. Consideramos probable que el Complejo Yaminué haya constituido un piso estructural inferior, o zócalo, sobre el que se depositó y deformó la secuencia supracrustal representada por las metamorfitas de bajo grado de la Formación Nahuel Niyeu.

Hemos interpretado que el Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu fueron puestas en contacto tectónico por un corrimiento del Complejo Yaminué sobre la Formación Nahuel Niyeu, en el cual el desplazamiento relativo del Complejo fue hacia el sudeste sobre un plano de corrimiento con inclinación al noroeste (Fig. 7). No ha sido posible precisar el ángulo de inclinación del plano de corrimiento ni la cantidad de desplazamiento ocurrido sobre el mismo.

No hemos identificado, dentro de la zona de estudio, otro corrimiento con participación del Complejo Yaminué. Pero a aproximadamente 2 km al sudeste de su contacto con el Complejo Yaminué, la Formación Nahuel Niyeu está corrida sobre la Formación Sierra Grande según, por lo menos, dos corrimientos paralelos que están a menos de 1 km entre sí; la conspicua estructura de imbricación así generada tiene también vergencia al sudeste.

La zona de contacto entre el Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu está en gran parte ocupada por cuerpos intrusivos más jóvenes (Fig. 7), principalmente el Complejo Plutónico Navarrete. La cataclasis que presentan las rocas de este complejo plutónico neopaleozoico es indicativa de una reactivación tectónica de dicha zona de contacto. La edad de esta reactivación está acotada por una nueva intrusión (Granito Flores, eojurásico) que imprimió un metamorfismo térmico sobre las plutonitas neopaleozoicas con cataclasis.

Debemos concluir en que esta tectónica de corrimientos puede ser ubicada en el deslinde Devónico-Carbonífero, hacia la finalización del plegamiento al que fue sometida la Formación Sierra

Grande. Esta tectónica de corrimientos podría ser, por lo tanto, correlacionable con la fase Chánica.

Consideramos que, precediendo por escasa diferencia de tiempo a esta tectónica de corrimientos, a modo de fenómeno precursor que forma parte del mismo episodio de deformación contraccional, tuvieron lugar rotaciones y el basculamiento de bloques de basamento, que afectaron tanto al Complejo Yaminué como a la Formación Nahuel Niyeu (inclusive a la Formación Sierra Grande).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ardolino, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somún Cura. Prov. del Chubut. Actas del 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 7-23. Buenos Aires.
- Braccacini, O., 1968. Panorama general de la geología patagónica. Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 17-47. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. 41 pág. Buenos Aires. (Inédito).
- Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El basamento cristalino. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino, 1 (2): 37-63. Buenos Aires.
- Caminos, R., Chernicoff, C.J. y Varela, R., 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento pre-andino nordpatagónico, República Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Simposio 1: Structural and compositional segmentation of the Andes, Proyecto IGCP 345, 2: 1301-1305. Concepción, Chile.
- Cortés, J.M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3): 217-235. Buenos Aires.
- Croce, R., 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncura en Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (3): 158-194. Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J., 1987. Estudios estructurales en el basamento metamórfico de bajo grado al sur de Nahuel Niyeu, sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Actas 4° Reunión de Microtectónica, 41-45. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.
- Chernicoff, C.J., 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué-Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. 165 p. (Inédito).
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R., 1996. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51 (2): 107-118. Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1995. Geología y petrología de las rocas precretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia. 218 p. (Inédito)
- Harrington, H.J., 1962.- Paleogeographic development of South

- America. Bulletin American Association Petroleum Geologists, 46 (10): 1773-1814.
- Linares, E, Ostera, H.A. y Parica, C., 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y Valcheta, Pcia. de Río Negro, República Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 251-254. Buenos Aires.
- Malvicini, L. y Llambías, E.J., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Núñez, E., Bachmann, E.W. de, Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuaín, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 2° Congreso Iberoamericano Geología Económica, 4: 247-266. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. y Methol, E., 1972. Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A. (Ed.), Geología Regional Argentina. pp 581-599. Academia Nacional Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (1): 67-98.
- Wichmann, R., 1919. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. Con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por el Dr. F. Pastore. Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, 13 (4): 1-45. Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los Territorios del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta julio del año 1923. Dirección General Minería Geología e Hidrología, Publicación, 33: 1-59. Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y Río Negro. Dirección Minería y Geología, Boletín 39: 1-27. Buenos Aires.

Recibido: 15 de mayo, 1995

Aceptado: 20 de agosto, 1996

Plegamiento cenozoico del basamento proterozoico de la cordillera oriental del norte argentino

Ricardo MON¹, Rodolfo MENA¹ y Rodolfo AMENGUAL²

¹Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, República Argentina.

²Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina.

ABSTRACT. *Basement folding of Cenozoic age in the Cordillera Oriental of northern Argentina.* On both sides of the Humahuaca valley, considered a typical area for the Cordillera Oriental structure, the Cenozoic deformation affects a significant proportion of the basement. High-angle thrusts, which are the most conspicuous structures, are related to a late episode of the tectonic evolution completed at Pliocene-Pleistocene boundary time (1.5 Ma). These young faults displace and locally mask anticlines, cored by Proterozoic basement affected by Panamerican polydeformation (600 Ma), and whose folding probably started during the Miocene. A pre-Cretaceous tectonic episode of uncertain age, marked by a pronounced unconformity at the bottom of the Cretaceous sequence (Salta Group), governed the distribution of the Precambrian and Lower Palaeozoic units underlying the Cretaceous and Neogene sequences. Unconformities at the bottom of the non-marine Miocene and Plio-Pleistocene sequences indicate superposed tectonic episodes during Cenozoic deformation. South of 22° S, the Cordillera Oriental consists of a foldbelt which involves the basement and has a sedimentary cover thinning and younging to the south. The cover was folded together with the basement, contrasting with the structure observed to the north, in Bolivia and Perú, where the crystalline basement is deeper and big décollements and lateral transport have been reported in the Palaeozoic and Mesozoic cover.

Introducción

En la mayor parte de las investigaciones sobre la estructura de la Cordillera Oriental se han destacado las fallas inversas del Plioceno superior-Pleistoceno que han corrido bloques del basamento proterozoico, con su cobertura paleozoica inferior sobre secuencias crétácicas y terciarias. Sin embargo, el análisis estructural detallado muestra que esta estructura obedece a una fase tardía de la deformación andina y que previamente actuaron otros movimientos cenozoicos que llegaron a producir pliegues que involucran al basamento proterozoico. En este trabajo se intenta describirlos y enfatizar el hecho de que la estructura de la Cordillera Oriental es el resultado de varios episodios tectónicos superpuestos previos a las fases más recientes.

Se tomó como área típica de la estructura de la Cordillera Oriental a ambas márgenes de la quebrada de Humahuaca entre los 23° 20' y 23° 40' (Fig. 1), donde se encuentran excelentes afloramientos de las estructuras, cortes accesibles y se cuenta con mapas topográficos adecuados para los estudios de detalle. Posteriormente, sobre la base del análisis de los mapas geológicos existentes, observaciones de campo e

interpretación de imágenes satelitarias se pudo comprobar que los rasgos observados en la quebrada de Humahuaca se reproducen en la mayor parte de la Cordillera Oriental. Esta representa un cinturón plegado fallado situado entre la Puna y las Sierras Subandinas. Al sur de 24° S, su borde oriental está cubierto por densa vegetación subtropical que dificulta las observaciones geológicas. Tiene relieve escarpado con marcados desniveles y pendientes empinadas, las altitudes mayores se acercan a los 5000 m en su borde oriental para descender hasta los 2500 m en la quebrada de Humahuaca donde corre el río Grande (Fig. 2), su eje mayor de drenaje. En este sector el límite entre la Cordillera Oriental y la Puna no está marcado por ningún rasgo significativo del relieve, sólo se manifiesta por la divisoria de aguas que separa a los cauces que corren hacia las cuencas cerradas de la Puna y los que fluyen hacia el río Grande.

Episodios diastróficos precenozoicos

La estructura actual de la Cordillera Oriental no puede comprenderse cabalmente sin el análisis de las

fases diastróficas precenozoicas, ellas han condicionado la distribución y la geometría de las entidades litológicas y han influido en la localización de las estructuras más recientes. Las montañas de la Cordillera Oriental al sur de los 22° latitud S están compuestas predominantemente por basamento proterozoico de bajo grado de metamorfismo. Este está cubierto discordantemente por una secuencia de cuarcitas del Cámbrico medio a superior (Grupo Mesón), cuyo espesor alcanza como máximo los 2000 m (Sánchez 1994), cubiertas a su vez por pelitas ordovícicas que componen la espesa sucesión del Grupo Santa Victoria (Turner 1960). La discordancia de la base de la secuencia cámbrica aflora extensamente en varios lugares de la región y no deja lugar a dudas de la existencia de un intenso diastrofismo precámbrico debido a la orogenia Panamericana (Harrington 1975). Los movimientos panamericanos han dado lugar a una estructura compleja caracterizada por la polideformación de todas las entidades que componen el zócalo proterozoico de la región. Dentro de los esquistos de bajo grado del basamento de la Cordillera Oriental se distinguen dos cinturones plegados con características estructurales distintas: el cinturón de Lules-Puncoviscana menos deformado con pliegues con ejes horizontales, donde se conservan prácticamente todos los rasgos sedimentarios primitivos, y el de Choromoro afectado por una deformación intensa caracterizada por pliegues con ejes con buzamientos superiores a los 60° (Mon y Hongn 1988, 1991). Ambos están representados en la quebrada de Humahuaca, el primero en su margen oriental y el segundo en la occidental. El contraste entre la estructura de uno y otro ya fue notado por Daniel (1940).

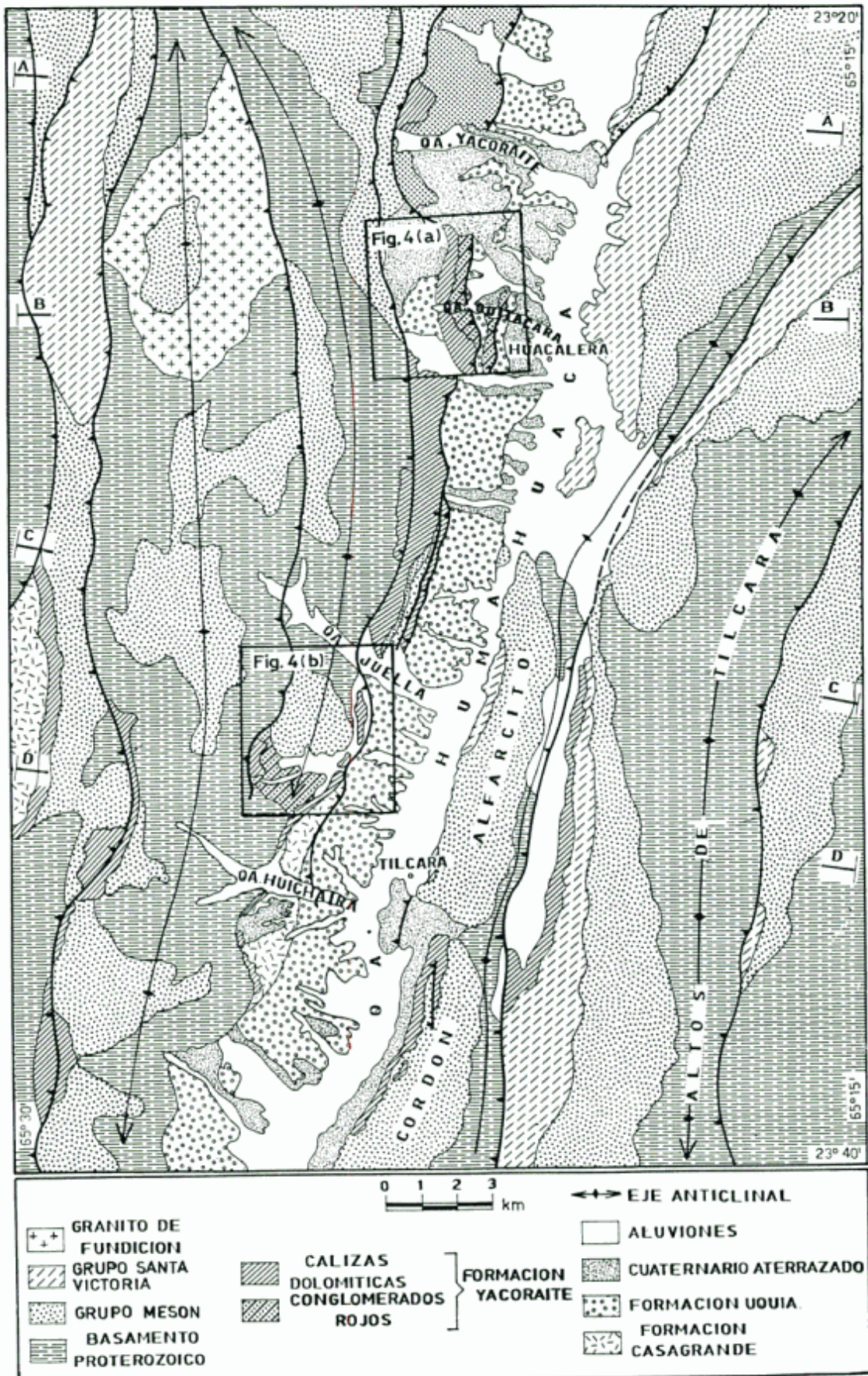
Los movimientos Irúyicos (Turner y Méndez, 1979) están documentados en la base de la secuencia ordovícica; ésta se apoya en discordancia de bajo ángulo sobre niveles del Cámbrico y del basamento precámbrico (Turner 1972; Amengual y Zanettini 1974 a; Sánchez 1994). Entre el Ordovícico y el Cretácico superior hay un hiato donde, por la falta de registros estratigráficos, resulta imposible datar los movimientos que ocurrieron durante este lapso. Sólo puede hacerse inferencias de acuerdo a lo que ocurre en áreas vecinas. Es probable que los movimientos Oclóyicos (Ordovícico superior-Silúrico; Turner y Méndez 1979), que en la Puna oriental plegaron intensamente a las secuencias ordovícicas hayan alcanzado también a la Cordillera Oriental (Turner 1972; Mon *et al.* 1993). Sin embargo no existen elementos de juicio que permitan identificar claramente sus efectos ni tampoco dilucidar si actuaron otros movimientos más recientes. En el sector considerado de la quebrada de Humahuaca no aparecen las fallas inversas, inclinadas hacia el este que generaron cabalgamientos vergentes hacia el oeste que involucran al basamento y las secuencias

paleozoicas inferiores. Estas fueron atribuidas a la orogenia Oclóyica (Mon *et al.* 1993), poco al sur, a la latitud de Purmamarca. La ausencia de fallas oclóyicas puede explicarse porque la intensidad de estos movimientos disminuye rápidamente hacia el norte, como se observa en la Puna (Mon y Hongn 1989, 1991). El cinturón fallado oclóyico puede estar reemplazado en esta comarca por los pliegues vergentes hacia el oeste que se muestran en el perfil de la Fig. 3, originados probablemente por reactivación de fallas oclóyicas ciegas.

La magnitud de los movimientos ocurridos durante el tiempo representado por el hiato puede inferirse a partir de la importancia de la discordancia en la base de la Formación Yacoraite, que se asienta transgresivamente sobre distintos niveles de las secuencias del Paleozoico inferior y del basamento proterozoico (Bonarelli 1921; Feruglio 1931). Uno de los ejemplos más claros se verifica en el perfil transversal de la quebrada de Humahuaca a la latitud de Tilcara: en la margen oriental de la quebrada las calizas se encuentran apoyadas sobre el Cámbrico y en la occidental directamente sobre el basamento (Bonarelli 1921; Ramos *et al.* 1967; Amengual y Zanettini 1974b). Ambos contactos son normales, marcados por un conglomerado basal. Esta situación implica el biselamiento total de la secuencia cámbrica en 4 km de distancia. Este hecho es difícilmente explicable sin la intervención de una tectónica anterior a la depositación de la Formación Yacoraite, consistente probablemente en una falla inversa inclinada hacia el oeste que levantó el zócalo proterozoico contra las secuencias cámbricas y que permitió, luego de un período de erosión, que las calizas se depositen tanto sobre el basamento proterozoico como sobre el Cámbrico. La asimetría tectónica que muestra la quebrada de Humahuaca (De Ferrariis 1940; Herrero Ducloux 1940), con la margen oriental formada por una estructura homoclinal inclinada hacia el oeste, compuesta por secuencias cámbricas, ordovícicas y cretácicas, y la margen occidental formada por basamento proterozoico cubierto por calizas cretácicas, se explicaría precisamente por la presencia de la falla precretácica que mencionamos, sin la intervención de la tectónica cenozoica.

Si bien el contacto entre el basamento proterozoico y las calizas cretácicas de la Formación Yacoraite es normal, en la margen occidental de la quebrada de Humahuaca, entre la quebradas de Purmamarca y de Juella, éste está fallado localmente (Fig. 1). Aparentemente se trata del flanco muy empinado de un pliegue donde el núcleo proterozoico en algunos

Figura 1: Mapa geológico de ambas márgenes de la quebrada de Humahuaca entre 23° 20' y 23° 40' de latitud sur, en él figuran las trazas de los perfiles representados en la figura 6 y la ubicación de los mapas de la figura 4.



lugares está cabalgando a la cobertura o donde, por las marcadas diferencias mecánicas entre una y otra entidad, se han producido despegues locales. Las calizas, acompañadas de su conglomerado basal, sellan las estructuras previas. Tal como se muestra en el mapa de la Fig. 4b, éstas se apoyan al sur sobre basamento proterozoico, poco más al norte sobre capas del conglomerado rojo atribuido a la secuencia basal de la misma Formación Yacoraite. El conglomerado rojo se apoya discordantemente a su vez sobre el basamento proterozoico y sobre las cuarcitas cámbricas, ambos contactos están cubiertos por las calizas de Yacoraite. El contacto entre el conglomerado rojo y el basamento es una superficie normal con una inclinación de 45° contra la que terminan las capas conglomerádicas que tienen una inclinación no mayor de 15°. Aparentemente las capas de calizas están sellando un pronunciado paleorelieve rellenado por los conglomerados. En cambio al norte de la quebrada de Juella el contacto basamento proterozoico-Formación Yacoraite está marcado por un corrimiento cenozoico cuyo rechazo crece hacia el norte (Fig. 1).

Estructura cenozoica

Las sierras que componen el relieve de la Cordillera Oriental al sur de 22° S coinciden con grandes anticlinales en cuyos núcleos afloran los esquistos del basamento proterozoico (Fig. 2). Los sinclinales intermedios forman angostos surcos o han sido eliminados por las fallas longitudinales intermedias. Son pliegues asimétricos donde los flancos más empujados y fallados son, en la mayor parte de los casos, los orientales; éstos tienen decenas de kilómetros a lo largo de sus ejes y longitudes de ondas de aproximadamente 10 km.

En el área de la quebrada de Humahuaca se verifica que los cordones situados al oeste están compuestos por un anticlinorio formado por dos grandes pliegues separados entre sí por una falla que levanta al occidental sobre el oriental. Éste último representa una estructura menor subsidiaria del primero (Fig. 1). Los ejes de estos pliegues tienen rumbos NNO-SSE y buzan tanto hacia el norte como hacia el sur. Los flancos están formados principalmente por cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón y restos de calizas dolomíticas de la Formación Yacoraite (Cretácico superior). Los cordones de Alfarcito y los Altos de Tilcara, situados hacia el este de la quebrada de Humahuaca, representan sendos anticlinales separados por un estrecho surco sinclinal, fallado por el cabalgamiento del anticlinal occidental sobre el oriental. En el sinclinal aparecen las secuencias paleozoicas inferiores y las calizas cretácicas (Daniel 1940; López y Nullo 1969). El rumbo de los pliegues

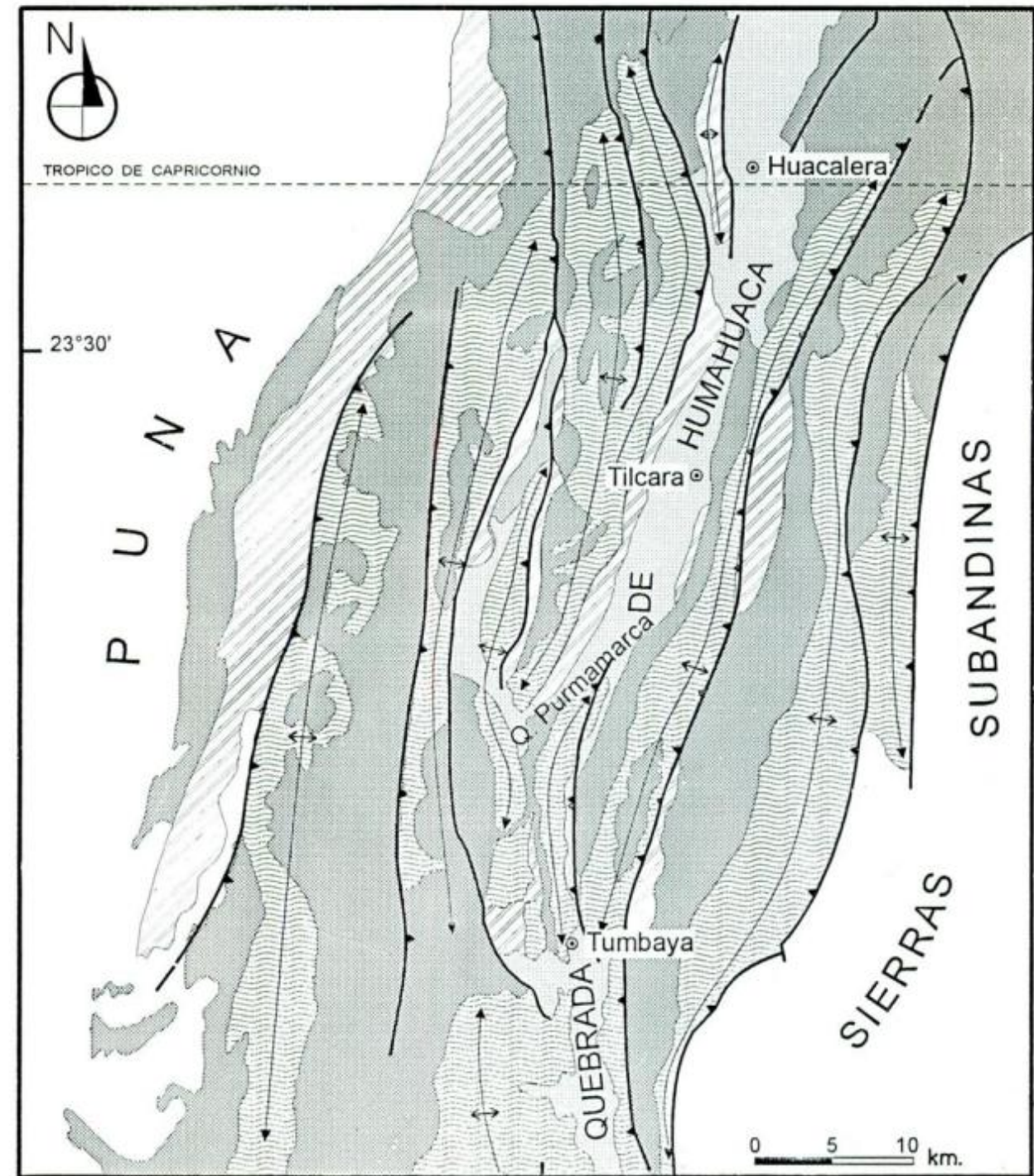
situados hacia el este de la quebrada de Humahuaca es NNE-SSO, notándose una divergencia con respecto a las estructuras del lado occidental.

La quebrada de Humahuaca es en sí un sinclinorio fallado en parte de su borde occidental. Presenta la asimetría apuntada más arriba dada por la ausencia casi total de secuencias paleozoicas en su flanco occidental. Tiende a ensancharse de sur a norte debido a la divergencia en el rumbo de las estructuras en uno y otro lado de sus flancos. Su estructura es simple al sur del río Juella complicándose hacia el norte. Al sur del río Juella, en gran parte del flanco occidental, las calizas de la Formación Yacoraite se apoyan normalmente sobre el basamento proterozoico. Hacia el norte de Juella el basamento está corrido sobre las calizas y éstas a su vez han sido falladas dando lugar a una estructura de escamas imbricadas corridas y apiladas hacia el este (Herrero Ducloux 1940). Dentro de este cordón de escamas imbricadas de 15 km de largo aproximadamente, se distinguen dos mayores, la más occidental que está cabalgada por el basamento proterozoico, contiene en su base un paquete de cuarcitas cámbricas. La escama oriental, cabalgada por las cuarcitas cámbricas está corrida sobre los conglomerados plio-pleistocenos (Formación Uquía, Castellanos 1950). Esta estructura de escamas imbricadas está también expuesta en el perfil de la quebrada de Quitacara donde hay dos escamas compuestas por Formación Yacoraite y Formación Uquía corridas hacia el este sobre esta última. Este dispositivo tectónico provoca una triple repetición de Formación Uquía (Fig. 4a).

Esencialmente este tramo de la Cordillera Oriental está constituido por dos grandes anticlinorios separados por un sinclinorio (vease perfil de la Fig. 3 y Fig. 5). Estas estructuras tuvieron una evolución prolongada cuyas etapas están sólo parcialmente documentadas por las características sedimentológicas y estructurales de las secuencias miocenas y plio-pleistocenas. Es probable que los grandes anticlinorios se hayan desarrollado inicialmente como pliegues propagados a lo largo de fallas y posteriormente, cuando ya estaban formados, fueron dislocados por las fallas plio-pleistocenas que no introdujeron modificaciones mayores en las estructuras plegadas. Esta situación se advierte en la Figura 5, que muestra la configuración del basamento desprovisto de su cobertura sedimentaria. La participación del plegamiento en la deformación del zócalo proterozoico de la Cordillera Oriental ya fue claramente percibida por Feruglio (1931).

Las capas miocenas de la Formación Casagrande se asientan discordantemente tanto sobre las secuencias cretácicas superiores del Grupo Salta, tal como se

Figura 2: Mapa regional donde se muestra la extensión de las estructuras plegadas en un ámbito regional mayor.



24°00'

65°30'



observa en el perfil de la quebrada de Huichaira, como sobre las cuarcitas cámbricas algo más al sur, en la quebrada de Purmamarca, lo que indica un plegamiento premioceno atribuible a la fase Pehuenche (Moya y Salfity 1982; Salfity *et al.* 1984b; Jordan y Alonso 1987). Por otra parte los conglomerados plio-pleistocenos de la Formación Uquía se asientan discordantemente sobre todas las entidades anteriores (Feruglio 1931). Estos conglomerados, cuya edad asciende hasta el Pleistoceno, 1,5 Ma de acuerdo a las mediciones isotópicas realizadas por Marshall *et al.* (1982), están involucrados en las fallas que cabalgan escamas de calizas cretácicas sobre ellos en el margen occidental de la quebrada de Humahuaca (Feruglio 1931; Amengual y Zanettini 1974b; Mon *et al.* 1993). De acuerdo a estos datos puede interpretarse que el plegamiento de la Cordillera Oriental se inició con grandes pliegues producidos por propagación a lo largo de fallas durante una fase miocena tardía-pleiocena atribuible a los movimientos quechuas (Salfity *et al.* 1984b). En el Plioceno tardío-Pleistoceno se acentuaron las estructuras anteriores y se produjo un pronunciado levantamiento responsable de la depositación de los fanglomerados de la Formación Uquía junto a un elevado relieve montañoso. Durante el Plioceno más alto y el Pleistoceno ocurrió el corrimiento de los bloques montañosos sobre los productos de su propia erosión (Formación Uquía) y la dislocación de los pliegues previamente formados. Estas deformaciones posteriores e independientes de las generadoras del plegamiento previo pueden atribuirse a la fase Diaguita (Salfity *et al.* 1984b). Las

manifestaciones más recientes de estos movimientos corresponden a las fallas que afectan a los fanglomerados cuaternarios tales como la descriptas por Salfity *et al.* (1984a).

Dentro del área de la quebrada de Humahuaca (Fig. 6) el acortamiento crece de sur a norte desde el 30% al 50%, en el perfil más septentrional. Esta tendencia está de acuerdo con lo observado en el perfil de Purmamarca donde el acortamiento para los movimientos cenozoicos alcanza sólo el 22%. Aunque en este perfil el acortamiento total es de 58% por la acción de plegamiento y fallas atribuidas a la Orogenia Oclóyica (Mon *et al.* 1993). Tomando a todo el cinturón en conjunto en el perfil situado a 23° 20' S el acortamiento es del 30%.

La estructura del borde occidental de la Cordillera Oriental muestra vergencia hacia el oeste (Méndez 1974; Baldis *et al.* 1979). Ésta es muy poco marcada en el sector septentrional hasta los 23° 30', donde se manifiesta sólo por pliegues con sus flancos empinados hacia el oeste (Fig. 3), pero se acentúa pronunciadamente hacia el sur. En el perfil de Purmamarca (23° 45') aparece ya un definido cinturón de pliegues y fallas vergentes hacia oeste (Mon *et al.* 1993). Al sur de 24° 30' el cinturón vergente hacia el oeste adquiere identidad propia al estar separado fisiográficamente por el valle de Lerma de las zonas vergentes hacia el este (Ruiz Huidobro 1960).

Tal como se observa en el mapa de la Fig. 2, la estructura de grandes pliegues con núcleo de basamento se extiende regionalmente con las mismas características que las del área de la quebrada de Humahuaca. El cinturón retrovergente fue interpretado

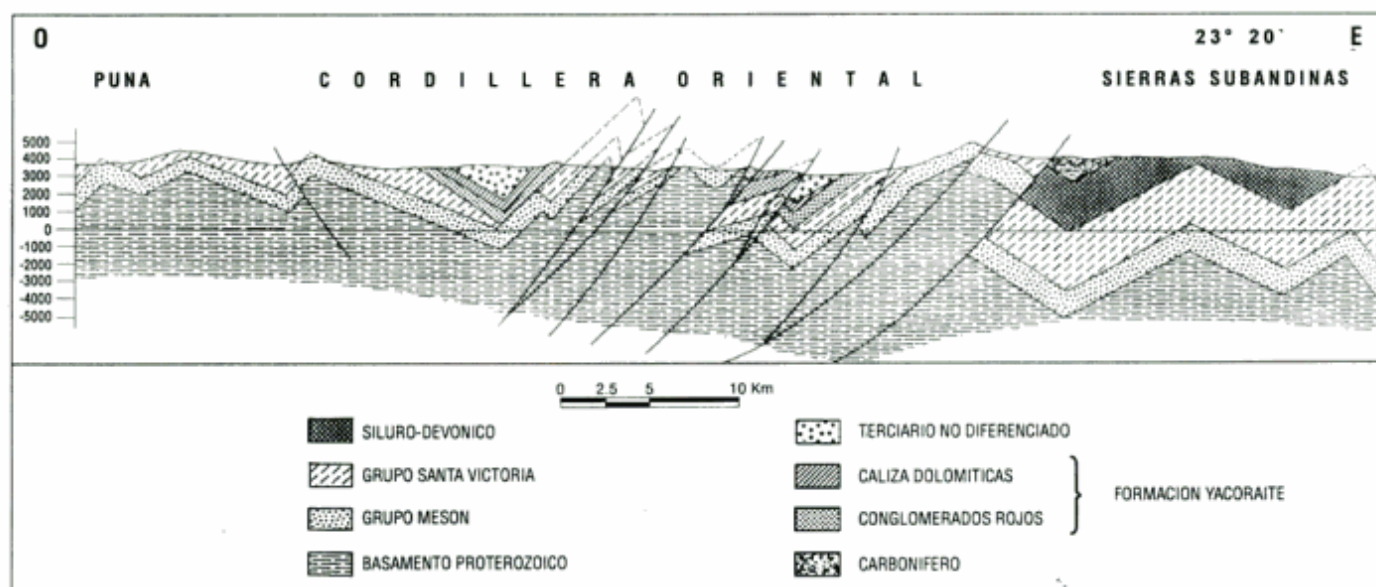


Figura 3: Perfil regional de la Cordillera Oriental a los 23° 20' de latitud sur, se muestran las relaciones con la Puna y las Sierras Subandinas.

como debido a la presencia pasiva o a la reactivación de fallas oclóyicas (Mon 1993; Mon *et al.* 1993). Dado que la intensidad de la orogenia Oclóyica disminuye hacia el norte (Mon y Hongn 1989; 1991) se explicaría también porque decrece la tendencia retroergente de la Cordillera Oriental en esa dirección.

Discusión y consideraciones regionales

Entre los 22° y los 24° la Cordillera Oriental constituye un cinturón de pliegues fallados tal como el descrito en la quebrada de Humahuaca. En este sector está separada de la Puna sólo por la línea divisoria del drenaje hacia las cuencas internas de la Puna y hacia la cuenca del río Grande. La deformación cenozoica visible en superficie aumenta gradualmente desde la Puna hacia la Cordillera Oriental. Hacia el sur de 24° S, entre la Puna y la Cordillera Oriental se encuentra la depresión tectónica del valle Calchaquí y bloques de basamento atribuidos a la continuación septentrional de las Sierras Pampeanas dentro de la cadena andina.

El contacto entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas está marcado por un cabalgamiento (Bonarelli 1921), que representa la reactivación de un antiguo borde paleogeográfico activo desde el Ordovícico superior, designado como "Frente Tacónico" por Baldis *et al.* (1979), contra esta línea terminan bruscamente hacia el oeste las secuencias silúricas y devónicas (Mingramm *et al.* 1979). Las diferencias paleogeográficas entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas, ya destacadas por Bonarelli (1921), indican una evolución tectónica diferente para estas dos entidades desde el Paleozoico. En la Cordillera Oriental no están representadas las secuencias silúrico-devónicas ni las permo-carboníferas que tienen significativo desarrollo en las Sierras Subandinas (Fig. 2 y 3).

Aproximadamente a los 25° S los pliegues del basamento de la Cordillera Oriental buzan pronunciadamente hacia el sur hundiéndose por debajo de la secuencia cretácica superior del Grupo Salta (Ruiz Huidobro 1960; Allmendinger *et al.* 1983). La cobertura paleozoica inferior se interrumpe algo más al norte a lo largo de una línea de rumbo NO-SE, designada como lineamiento del Toro (Baldis *et al.* 1979). Este tramo, donde la Cordillera Oriental está prácticamente

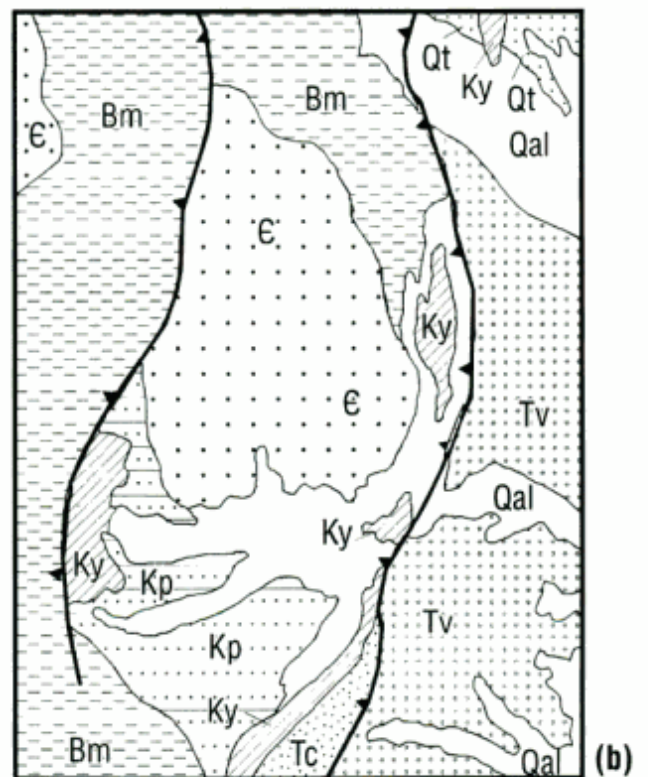
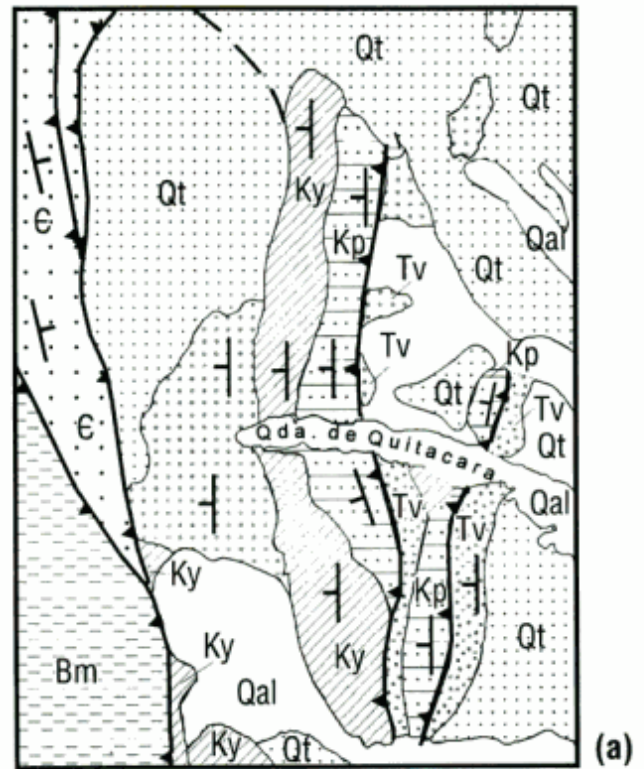


Figura 4: Mapas de detalle de estructuras especiales. **a.** Quebrada de Quitacara. **b.** Sector situado inmediatamente al sur de la quebrada de Juella. Las ubicaciones exactas se pueden ver en el mapa de la Fig. 1. Bm, basamento proterozoico no diferenciado, C, cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón, Kp, conglomerados rojos de la Formación Yacoraite, Ky, calizas dolomíticas de la Formación Yacoraite, Tc, areniscas rojas de la Formación Casagrande, Tv, limolitas y conglomerados de la Formación Uquía, Qt, depósitos cuaternarios aterrazados, Qal, depósitos aluvionales cuaternarios.

desprovista de su cobertura paleozoica inferior, se extiende hasta las sierras del noreste de Tucumán, como un cinturón de pliegues que involucran al basamento y a la cobertura cretácica y terciaria. La diferencia más significativa con el tramo situado al norte de 25° es que la fase de fallamiento Diaguita es menos intensa por lo que los pliegues previos están mejor preservados. Además entre los 25° y 26° la Cordillera Oriental contiene una depresión central, el valle de Lerma, al oeste del cual se desarrolla el cinturón retrovergente con fallas que inclinan hacia el este y pliegues volcados hacia el oeste. Éste termina axialmente en el extremo norte de las Cumbres Calchaquíes atribuidas a las Sierras Pampeanas.

A los 22° S, en las inmediaciones del límite entre la Argentina y Bolivia, la Cordillera Oriental experimenta marcados cambios. Hacia el sur se eleva rápidamente el zócalo proterozoico que pasa a ser el componente principal de la cadena. En este sector no se manifiestan los grandes despegues ni los desplazamientos horizontales que afectan a las secuencias paleozoicas y mesozoicas, descritos en el tramo boliviano (Sempere *et al.* 1988; Kley y Gangui 1993). Aparentemente el piso tectónico constituido por escamas de basamento, postulado por Kley y Gangui (1993) en el subsuelo profundo en el sur de Bolivia estaría aflorando en el sector argentino. El gran corrimiento designado como "Cabalgamiento Andino Principal" (Sempere *et al.* 1988) no es visible, hacia el sur, dentro del territorio argentino, en cambio, se encuentra bien representado el "Cabalgamiento Frontal Principal". Tampoco se manifiesta la llamada zona de transición entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas; el pasaje de una a otra entidad es nítido y está marcado precisamente por la continuación austral del

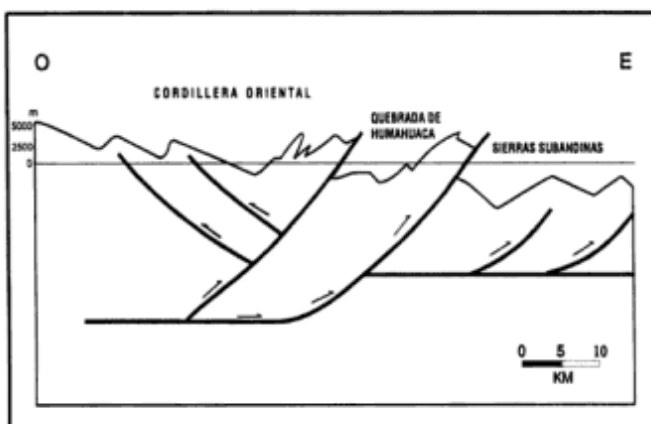


Figura 5: Configuración del basamento proterozoico despojado de su cobertura sedimentaria e inferencia sobre la estructura profunda que muestra una rampa entre el despegue de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas.

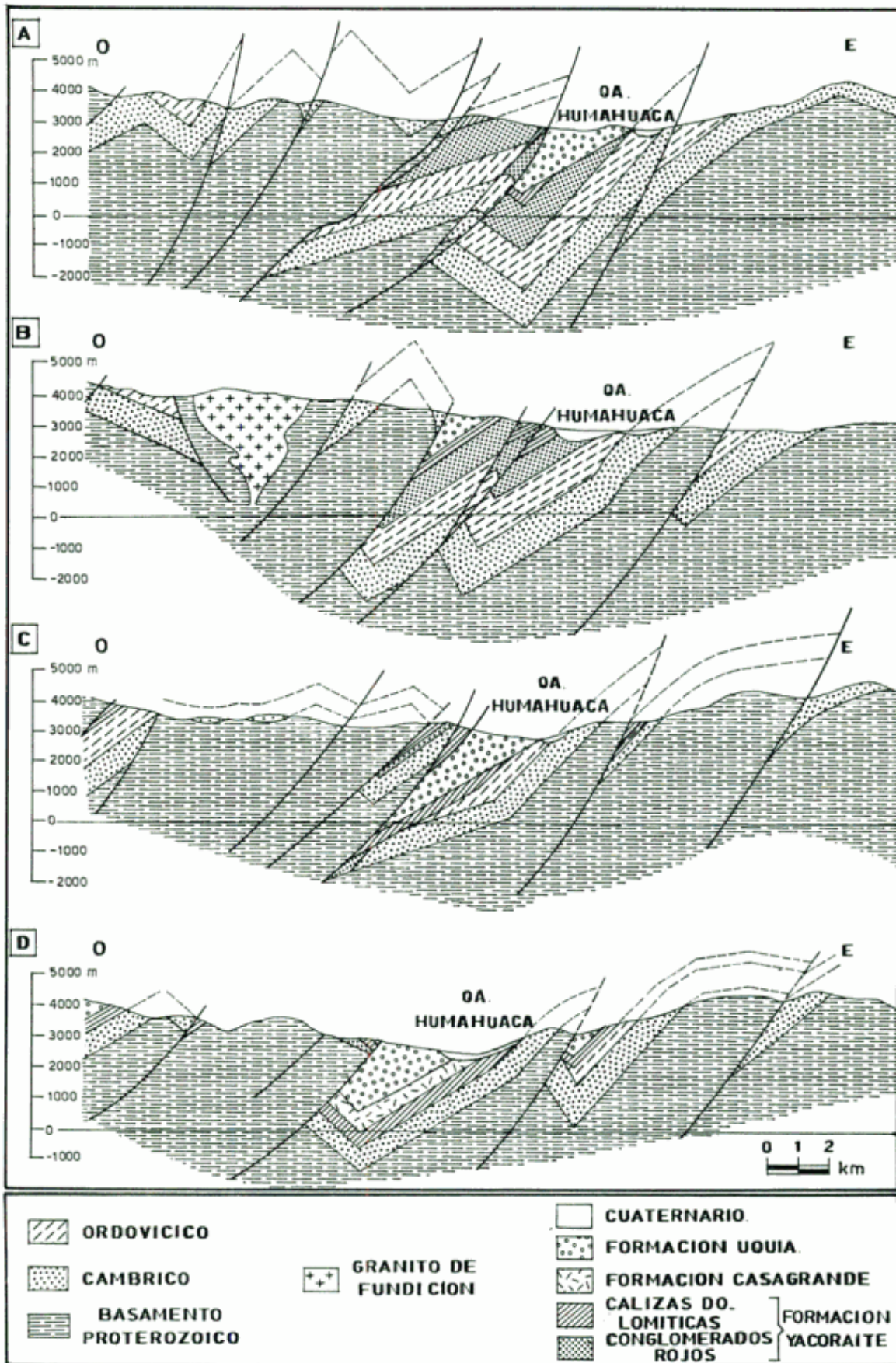
Cabalgamiento Frontal Principal.

Los movimientos de las últimas fases andinas son más jóvenes hacia el sur. La fase que Sempere *et al.* (1990), ubican el límite Oligoceno-Mioceno parece ser miocena superior-pleiocena hacia el sur. De acuerdo a Cladaouhos *et al.* (1994) en el norte de la Puna y en el sur del Altiplano boliviano se manifiesta un episodio de fallamiento inverso anterior a los 9 Ma, posteriormente sólo se registran fallas normales y de desplazamiento de rumbo. En cambio en la quebrada de Humahuaca el fallamiento inverso continuó por los menos hasta los 1,5 Ma con movimientos atribuibles a la fase Diaguita (Plioceno-Pleistoceno), que hacia el norte, en Bolivia, no ha sido mencionada. Este episodio de fallamiento inverso ha sido ampliamente reconocido por Marrett *et al.* (1994) en la Puna austral y en la Cordillera Oriental al sur de 23° 30' S, además estos autores mencionan un episodio más joven, parcialmente superpuesto al anterior, consistente en fallas con desplazamiento de rumbo. Este último no es claramente distinguible en la quebrada de Humahuaca. El análisis cinemático de fallas menores que afectan a la Formación Uquía no permite identificarlo claramente.

Dado que no existe información del subsuelo de la Cordillera Oriental sólo es posible realizar inferencias sobre las características de su tectónica profunda, basadas en los datos de superficie y en la comparación con áreas próximas donde su subsuelo es mejor conocido. De acuerdo a los acortamientos medidos en los perfiles es posible postular superficies de despegue a distinto nivel para la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. La superficie de despegue debajo de la Cordillera Oriental sería entre 5 y 6 km más profunda que debajo de las Sierras Subandinas lo que significa que entre ambas existiría un escalón o rampa tal como se muestra en la Fig. 5. La superficie de despegue de la Cordillera Oriental se encontraría a unos 20 km de profundidad. Esta situación es compatible con la que postulan Cahill *et al.* (1992) para la región situada más al sur en las proximidades de Jujuy donde se cuenta con información sísmológica y se han efectuado correlaciones con el modelo propuesto por Grier (1990) para el valle Calchaquí. El despegue situado por debajo de las Sierras Subandinas tendría una posición similar al que proponen Mingramm *et al.* (1979) y Jordan *et al.* (1983), algo más al norte, aunque dentro de un contexto geológico distinto. Hacia el norte el basamento proterozoico no está involucrado en la deformación y ésta se resuelve a partir de un despegue situado en la base del Devónico (Mingramm *et al.* 1979).

La estructura de la Cordillera Oriental, donde el

Figura 6: Perfiles transversales de la quebrada de Humahuaca. Sus trazas están marcadas en la Fig. 1.



zócalo proterozoico está intensamente involucrado en el plegamiento, es similar al modelo propuesto para los pliegues descriptos en el antepaís de las montañas Rocallosas en el área de Wyoming- Colorado, en América del Norte, donde en la formación de las estructuras ha intervenido el plegamiento del basamento asociado a fallas inversas (Brown 1988).

Agradecimientos

Este trabajo se llevó a cabo con el apoyo material del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de las Universidades Nacionales de Tucumán y de Salta. Los autores dejan constancia de su agradecimiento a Fernando D. Hongn y a un árbitro anónimo que con sus sugerencias contribuyeron considerablemente a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. e Isacks B.L., 1983. Paleogeographic control on Andean foreland deformation, northwestern Argentina. *Tectonics*, 2: 1-16
- Amengual, R. y Zanettini, J.C.M., 1974a. Geología de la Comarca de Cianzo y Caspalá (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(4): 341-352.
- Amengual, R. y Zanettini, J.C.M., 1974b. Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquiá y Purmamarca, (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(1): 30-40.
- Baldis, B.A., Gorroño, A., Ploszkiewicz, J.V. y Sarudiansky, R.M., 1979. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *Actas del 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca)*, 1: 3-22. Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte. *Provincias de Salta y Jujuy. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 11: 1-98
- Brown, W.G., 1988. Basement involved tectonics. Foreland areas. Continuing Education. Course note Serie 26. The American Association of Petroleum Geologists, 1-92. Tulsa.
- Cahill, T., Isacks, B.L., Whitman, D., Chatelain, J.L., Pérez, A., Mong Chiu, J., 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy province, northwestern Argentina. *Tectonics*, 11: 944-959.
- Castellanos, A., 1950. El Uquiense. Sedimentos neógenos de Uquiá (Senador Pérez) de la Provincia de Jujuy (Argentina). *Serie Técnico Científica Publicación* 36: 55 pp. Universidad Nacional del Litoral. Rosario.
- Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B. y Farrar, A., 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: 209-228.
- Daniel, J., 1940. Sobre la constitución, disposición transgresiva y tectónica de los estratos mesozoicos, en Alfarcito, departamento de Tilcara (provincia de Jujuy). Tesis del Museo de La Plata 3: 1-69. Publicada.
- De Ferraris, C.I.C., 1940. Corrimiento de bloques de montañas en los alrededores de Purmamarca departamento Tumbaya (provincia de Jujuy). Tesis del Museo de La Plata 1: 1-98. Publicada.
- Feruglio, E., 1931. Observaciones geológicas en las provincias de Salta y Jujuy. *Contribuciones a la Primera Reunión Nacional de Geografía*, 7: 1-39.
- Grier, M.E., 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin in the development of Andean structural geometries, NW Argentina Andes. Ph.D. dissertation, Cornell University, Ithaca, New York. (Inédito).
- Harrington, H., 1975. South America. En: Fairbridge, R. (Ed.): *The Encyclopedia of World Regional Geology*, 1: 456-465. Reinhold Book Company. New York.
- Herrero Ducloux, A., 1940. Corrimientos en ambos lados de la quebrada de Juella, departamento Tilcara (provincia de Jujuy). Tesis del Museo de La Plata 2: 1-67. Publicada.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains, 20°-28° South latitude. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 71: 49-64
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando C.J., 1983. Andean tectonics: Lateral segmentation in central Andes related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Kley, J. y Gangui, A., 1993. Basement-involved thrusting in the eastern Cordillera Subandean transition zone southern Bolivia: evidence from cross-section balancing and gravimetric data. *Second International Symposium Andean Geodynamic*, 1: 203-206. Oxford
- López, C.R. y Nullo, F.E., 1969. Geología de la margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca de Huacalera a Maimará. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 173-182.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 179-207.
- Marshall, L.G., Butler, R.I., Drake, R.E. y Curtis, G.H., 1982. Geochronology of Type Uquián (Later Cenozoic) land mammal age, Argentina. *Science*, 216: 986-988.
- Méndez, V., 1974. Geología de la Comarca de Mina el Aguilar y alrededores, departamento de Humahuaca, (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(4): 319-330.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. En Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina* 1: 95-138. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Mon, R., 1993. Influencia de la Orogenia Oclóyica en la segmentación andina en el norte argentino. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, 3: 65-71. Buenos Aires.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 124-127.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1989. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 338-342.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1991. The structure of the precambrian and lower paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Gelogische Rundschau*, 80 (3): 745-758.
- Mon, R., Rahmer, S. y Mena, R., 1993. Estructuras superpuestas en la Cordillera Oriental, provincia de Jujuy, Argentina. *Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, 3: 48-54. Buenos Aires.
- Moya, M.C. y Salfity, J.A., 1982. Los Ciclos magmáticos en el

- noroeste argentino. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 523-536. Buenos Aires.
- Ramos, V., Turic, M. y Zuzek, A.B., 1967. Geología de las quebradas de Huchaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande, en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22: 209-221.
- Ruiz Huidobro, O., 1960. Descripción geológica de la hoja 8a, Chicoana, provincia de Salta. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 89, 65 p. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Brandan, E.M., Monaldi, C.R. y Gallardo, E.F., 1984a. Tectónica compresiva Cuaternaria en la Cordillera Oriental Argentina, latitud de Tilcara (Jujuy). *Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*, 1: 427-434. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., Moya, M.C. y Amengual, R., 1984b. Marco tectónico de la efusividad cenozoica en la Puna argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*, 1: 539-554. Buenos Aires.
- Sánchez, M. C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo central de la Cordillera Oriental argentina. Tesis doctoral del la Universidad Nacional de Salta, 248 p. (Inédita).
- Sempere, T., Hérail, G. y Oller J., 1988. Los aspectos estructurales del oroclino Boliviano. 5° Congreso Geológico Chileno, 1: A: 127-142. Santiago
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J. y Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18: 946-949.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 2: 163-196. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1972. Cordillera Oriental. En: Leanza A. F. (Ed): *Primer Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias* 1: 117-142. Córdoba.
- Turner, J.C.M., y Méndez, 1979. Puna. *Geología Regional Argentina*. En: Turner, J.C.M. (Ed): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina* 1: 13-56. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Recibido: 9 de junio, 1995

Aceptado: 11 de junio, 1996

Estudio paleomagnético en las sierras de Pajarillo-Copacabana y Masa (Provincia de Córdoba): nuevo polo paleomagnético cretácico temprano para Sudamérica

Silvana GEUNA

*Museo de Paleontología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,
Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sársfield 299, 5000 Córdoba.*

ABSTRACT. *Palaeomagnetic study in sierras de Pajarillo-Copacabana and Masa (Córdoba Province): new Early Cretaceous palaeomagnetic pole for South America.* A palaeomagnetic study is presented for the Early Cretaceous red beds cropping out in the north-western reaches of the Sierra Chica in Córdoba Province. Thermal demagnetization effectively isolated a high temperature characteristic magnetization in 12 of the 23 sites sampled at three different localities. Although samples from remaining sites could not be completely demagnetized, they were useful in magnetostratigraphic analysis. The characteristic magnetization yielded a pole position at 84.1° E, 85.3° S (A95 7.5°), overlapping the coeval Serra Geral reference pole. Previous paleomagnetic poles obtained from Early Cretaceous volcanic rocks in Córdoba are not consistent with that reference pole. The results indicate that this documented inconsistency may not be due to peculiarities of the geomagnetic field or to genuine apparent polar wander, but to local block rotation or inadequate sampling of geomagnetic secular variation.

Introducción

Los polos paleomagnéticos (PP) de referencia obtenidos en áreas estables ("cratónicas") de los continentes, son utilizados como referencia para el estudio de procesos tectónicos de las más diversas escalas, desde el movimiento de grandes placas hasta la rotación local de bloques.

Los polos de referencia para el Cretácico temprano de América del Sur han llamado la atención por su distribución elongada. El problema del origen y significado de este patrón de distribución es uno de los más importantes para el paleomagnetismo de Sudamérica (Beck 1988).

Cuatro de los PP de referencia provienen de coladas y diques basálticos de la sierra Chica de Córdoba. Dos polos corresponden a los dos ciclos volcánicos del Grupo Sierra de los Cóndores (Gordillo y Lencinas 1967), en la sierra homónima (Valencio y Vilas 1976); un tercero proviene de los basaltos de El Salto-Almafuerte (Mendía 1978), y el cuarto de los diques que intruyen al basamento cristalino en la zona del dique Los Molinos (Linares y Valencio 1974, Fig. 1).

La posición discrepante de algunos de estos PP con respecto a la de polos altamente confiables del Cretácico inferior de Brasil (Formación Serra Geral; Ernesto y Pacca 1988), contribuye a determinar el

patrón elongado de distribución. Existen varias explicaciones posibles para esta discrepancia:

-Se ha producido un auténtico desplazamiento del continente en lapsos cortos (Valencio *et al.* 1983), coincidiendo con la apertura del Océano Atlántico Sur.

-Se registra un comportamiento anómalo del campo magnético terrestre (CMT).

-El área de muestreo ha sido afectada por deformación intracratónica, que se traduce en rotaciones locales de bloques.

-Los polos considerados no son verdaderos polos paleomagnéticos, por no promediar correctamente la variación paleosecular (VPS) del CMT.

En este trabajo se propone un nuevo PP para la sierra Chica de Córdoba, obtenido a partir de bancos rojos que afloran en su extremo norte, las sierras de Pajarillo-Copacabana-Masa (PCM, Fig. 1). La edad de estos bancos rojos ha sido estimada como cretácica temprana, por la comparación con litologías similares que se intercalan con basaltos datados radiométricamente en 120 Ma por el método K/Ar (Gordillo y Lencinas 1980) en el extremo sur de la sierra Chica (sierra de Los Cóndores). Se establece además una magneto-correlación entre tres localidades de muestreo cercanas (Fig. 2).

La coincidencia de este PP con el de Serra Geral concuerda con la edad cretácica temprana estimada para los bancos rojos de la sierra de PCM; permite

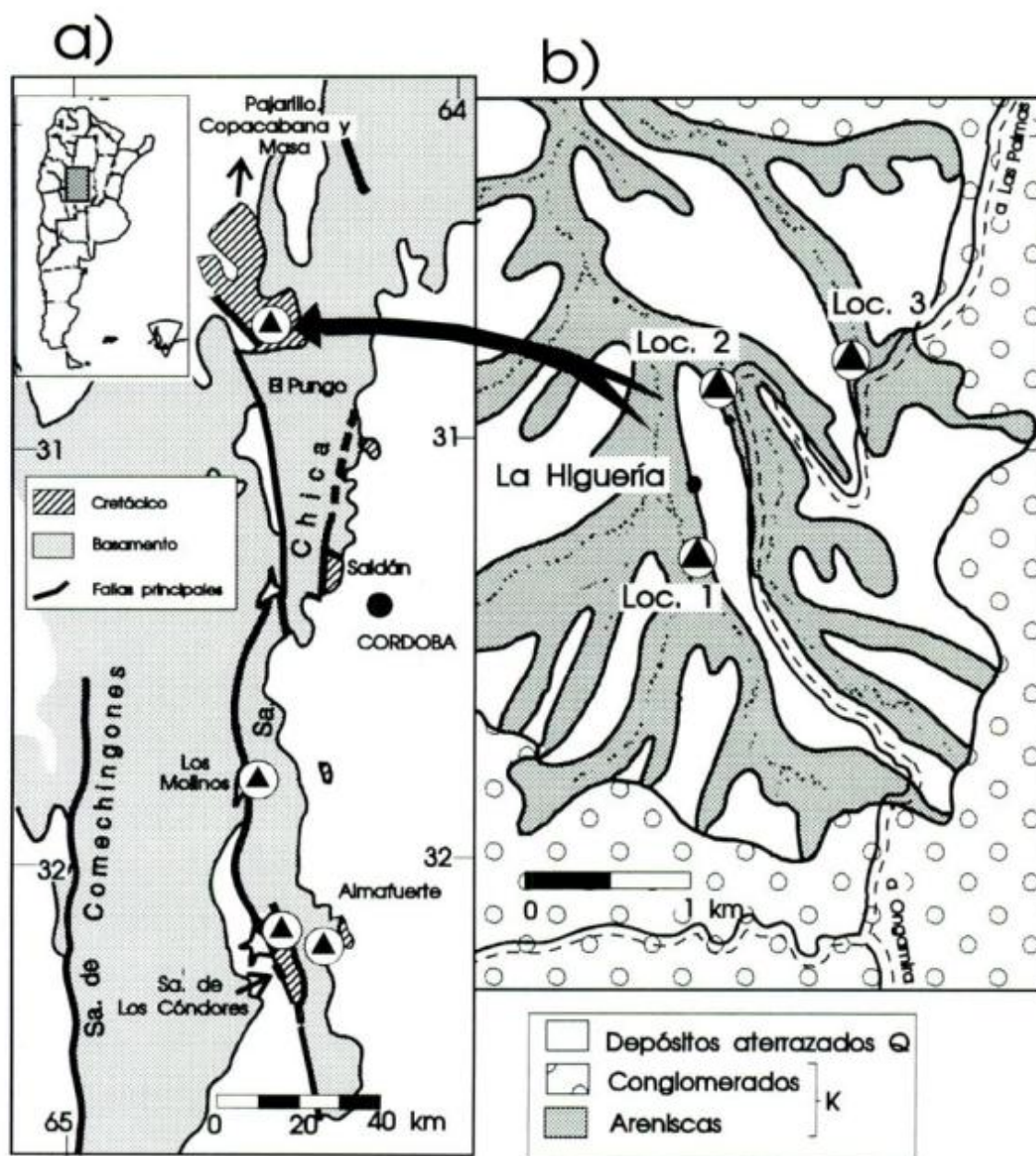


Figura 1: a) Mapa de ubicación de la sierra de Córdoba; geología simplificada a partir de Gordillo y Lencinas (1980). Se indican expresamente las localidades de muestreo correspondientes a PPs de la sierra Chica (detalles en el texto). b) Mapa geológico del área de cabeceras del río Copacabana (sierra de PCM), con ubicación de las localidades de muestreo.

además descartar algunas de las explicaciones posibles para los demás polos discrepantes (auténtico desplazamiento continental, comportamiento anómalo del CMT) y destacar como más probables las restantes (rotaciones locales de bloques, falta de promedio de la variación secular).

Marco geológico

La sierra de Córdoba está constituida por bloques de orientación principal norte-sur, y representa la porción más oriental de la provincia geológica Sierras

Pampeanas. Los bloques, separados por valles tectónicos, son producto del levantamiento a lo largo de fallas inversas, durante la orogenia andina en el Cenozoico tardío (Gordillo y Lencinas 1980, Fig. 1).

La sierra está integrada fundamentalmente por un basamento de rocas metamórficas, intruido por cuerpos graníticos de variadas condiciones de emplazamiento. El basamento aparece cubierto parcialmente por rocas sedimentarias continentales de edad carbonífera, pérmica, cretácica y terciaria, en afloramientos de escasa extensión y potencia.

Las secuencias cretácicas afloran en forma dispersa

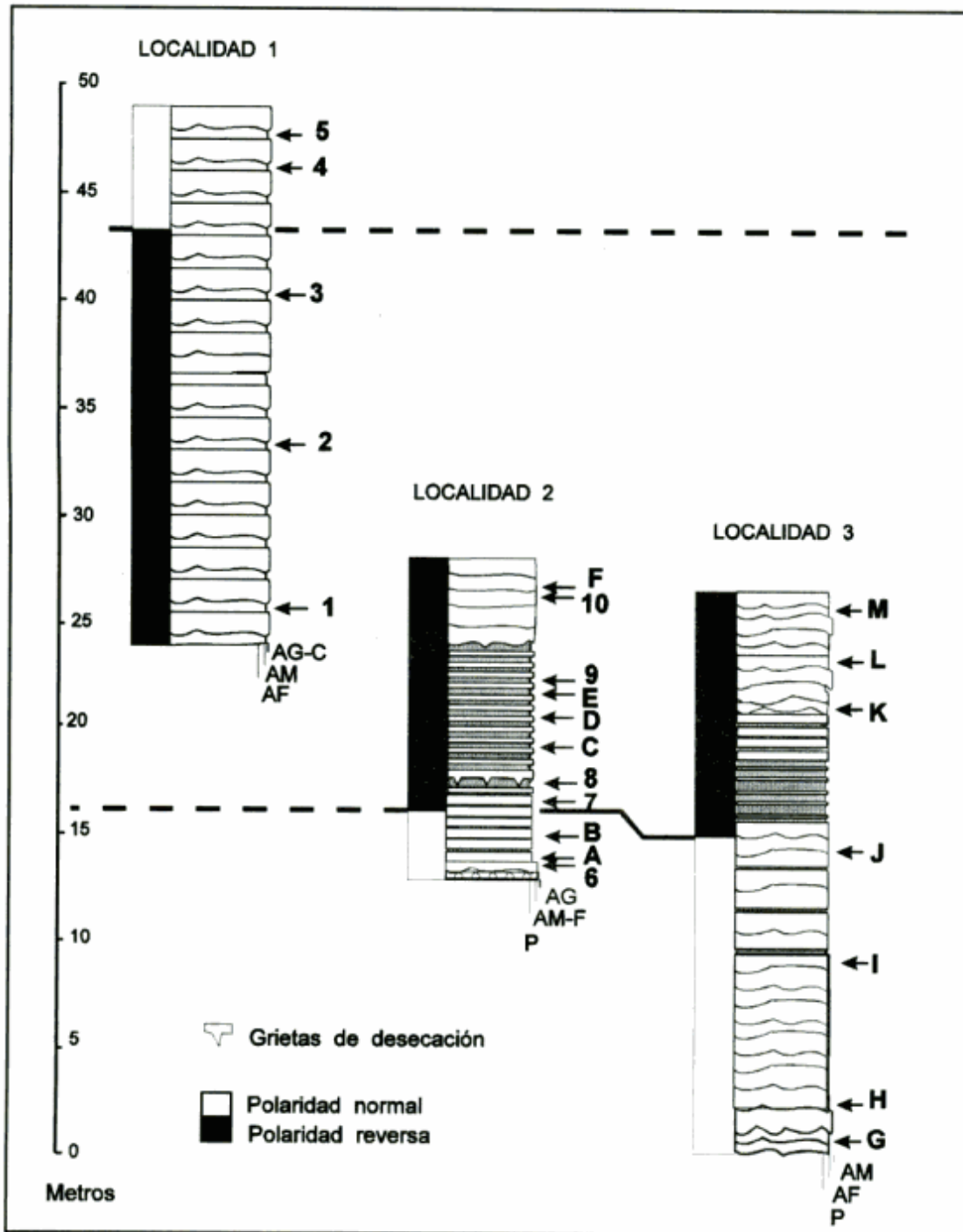


Figura 2: Columnas estratigráficas de las localidades de muestreo paleomagnético. Los números y letras a la derecha corresponden a los sitios de muestreo. Las columnas a la izquierda representan las zonas de polaridad. Las líneas horizontales representan los límites inferior y superior de la zona de polaridad reversa, dentro de la correlación magnetoestratigráfica propuesta.

en zonas de la sierra Chica, el cordón más oriental de la sierra de Córdoba, en depocentros que se conservan como remanentes de una cuenca mayor (Schmidt *et al.* 1995). Los afloramientos más extensos se encuentran en sus extremos norte (sierra de PCM), y sur (sierra de Los Cóndores). Otros afloramientos menores son los de

la zona de El Pungo-Estancia El Rosario, y La Calera-Saldán (Fig. 1).

La sierra de PCM está constituida prácticamente en su totalidad por bancos rojos, y se caracteriza por la ausencia de mantos basálticos intercalados. Los sedimentos fueron depositados en ambientes de

abanico aluvial y *playa-lake* dentro de un pequeño hemigraben, y alcanzan un espesor mínimo estimado en 650 metros (Schmidt *et al.* 1995). La inclinación regional es baja (del orden de los 5° hacia el norte), excepto en las áreas de borde de cuenca, reactivadas por el fallamiento andino. Descripciones detalladas se encuentran en Bain Larrahona (1940) y Pastore y Methol (1953).

La determinación de la edad de los bancos rojos de Córdoba resultó problemática, debido a que no se han hallado fósiles en ninguna localidad; la única relación estratigráfica a tener en cuenta es la relación discordante sobre el basamento plutónico-metamórfico, que restringe la edad al Paleozoico tardío en adelante. Históricamente, estas unidades habían sido consideradas triásicas o permotriásicas por similitud litológica con unidades de regiones distantes (Grupo Paganzo, véase Bodenbender 1929). Sin embargo, intercalaciones basálticas presentes en otras localidades de la provincia (El Pungo, Almafuerte, sierra de los Cóndores) fueron datadas en 120 Ma, lo que permitió atribuir al Cretácico temprano a la mayoría de las localidades con bancos rojos de la provincia de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1980).

Estudio paleomagnético

Procedimiento

Se escogieron tres localidades situadas en la zona de nacientes del río Copacabana, a lo largo del camino a Las Palmas. Las tres localidades se encuentran en la zona central de la cuenca, dentro de un radio de 2 km (Fig. 1), y fueron elegidas en función de la granulometría fina de los bancos, que en esta área responde a paleoambientes de flujos efímeros y cuerpos de agua someros y temporarios (Astini *et al.* 1993). Se obtuvieron 52 muestras de mano en 23 sitios de muestreo. Los 5 sitios de la localidad 1 (La Higuera) son los de mayor granulometría (areniscas medianas). Las localidades 2 y 3 (Puentes) muestran un predominio de areniscas finas y pelitas (Fig. 2). Las muestras fueron orientadas *in situ* con brújula Brunton.

De las muestras recolectadas, se obtuvieron 124 especímenes orientados, entre uno y seis por cada muestra de mano. El magnetismo remanente natural (MRN) se midió utilizando magnetómetros Schonstedt, Digico y criogénico 2G. Cuarenta especímenes piloto fueron sometidos a desmagnetización detallada por altas temperaturas (14 etapas, hasta 700°C). Luego de cada etapa se controló la susceptibilidad magnética para determinar posibles variaciones mineralógicas o químicas que pudieran afectar la información paleomagnética; otros 70 especímenes complementarios fueron sometidos

a seis etapas de desmagnetización térmica. Se aplicó además desmagnetización por campos alternos linealmente decrecientes a 5 especímenes, en 15 etapas de desmagnetización, entre 2,5 y 140 mT.

Las direcciones de remanencia se representaron en proyección estereográfica y diagramas de Zijderveld (diagramas ortogonales de vectores), con el fin de identificar las componentes magnéticas presentes. El análisis de la colección se realizó utilizando la estadística de Fisher (1953), mediante el programa MAG88 (Oviedo 1989).

Resultados

a) Direcciones de remanencia: Se distinguieron dos tipos de comportamientos magnéticos:

TIPO A: Presentan MRNs con intensidades relativamente altas (entre 15 y 80 x 10⁻³ A/m); son prácticamente monocomponentes, y su mineralogía magnética no fue afectada por la desmagnetización térmica; permitieron definir con precisión la dirección de la remanencia. En los diagramas de Zijderveld (Fig. 3a, III), se observa la caída aproximadamente lineal de la magnetización hacia el origen de coordenadas por remoción de una única componente a partir de los 500°C; a los 680°C todavía existe remanencia. La componente aislada entre los 500 y 600°C se dirige en algunos casos hacia el norte con inclinación hacia arriba (negativa), y en otros tiene dirección sur e inclinación hacia abajo (positiva, Fig. 3a). A pesar de que a temperaturas superiores a 500°C se registraron incrementos significativos de la susceptibilidad, indicativas de cambios de fases mineralógicas debidos al calentamiento, la falta de correlación entre el aumento de susceptibilidad y las curvas de desmagnetización sugiere que los cambios de fase no han afectado a los portadores principales del MRN. Las direcciones de remanencia característica para cada especimen fueron calculadas promediando las direcciones de magnetización remanente residual (MRR) entre los 500° y 650°C.

TIPO B: Comprende especímenes de menor intensidad inicial de magnetización (entre 0,5 y 10 x 10⁻³ A/m), bicomponentes y afectados por cambios químicos frente a la desmagnetización térmica. La primera componente magnética, de dirección norte e inclinación negativa (aproximadamente coincidente con la dirección del campo dipolar actual, CD) no pudo ser eliminada mediante la desmagnetización por campos alternos. La desmagnetización térmica removió la componente CD a los 400°C; a partir de esta temperatura se definió una componente estable que insinúa una caída hacia el origen de coordenadas (Fig. 3b, III); las direcciones de remanencia característica fueron determinadas por el promedio de las MRR entre los 400° y 550°C. En algunas muestras (31

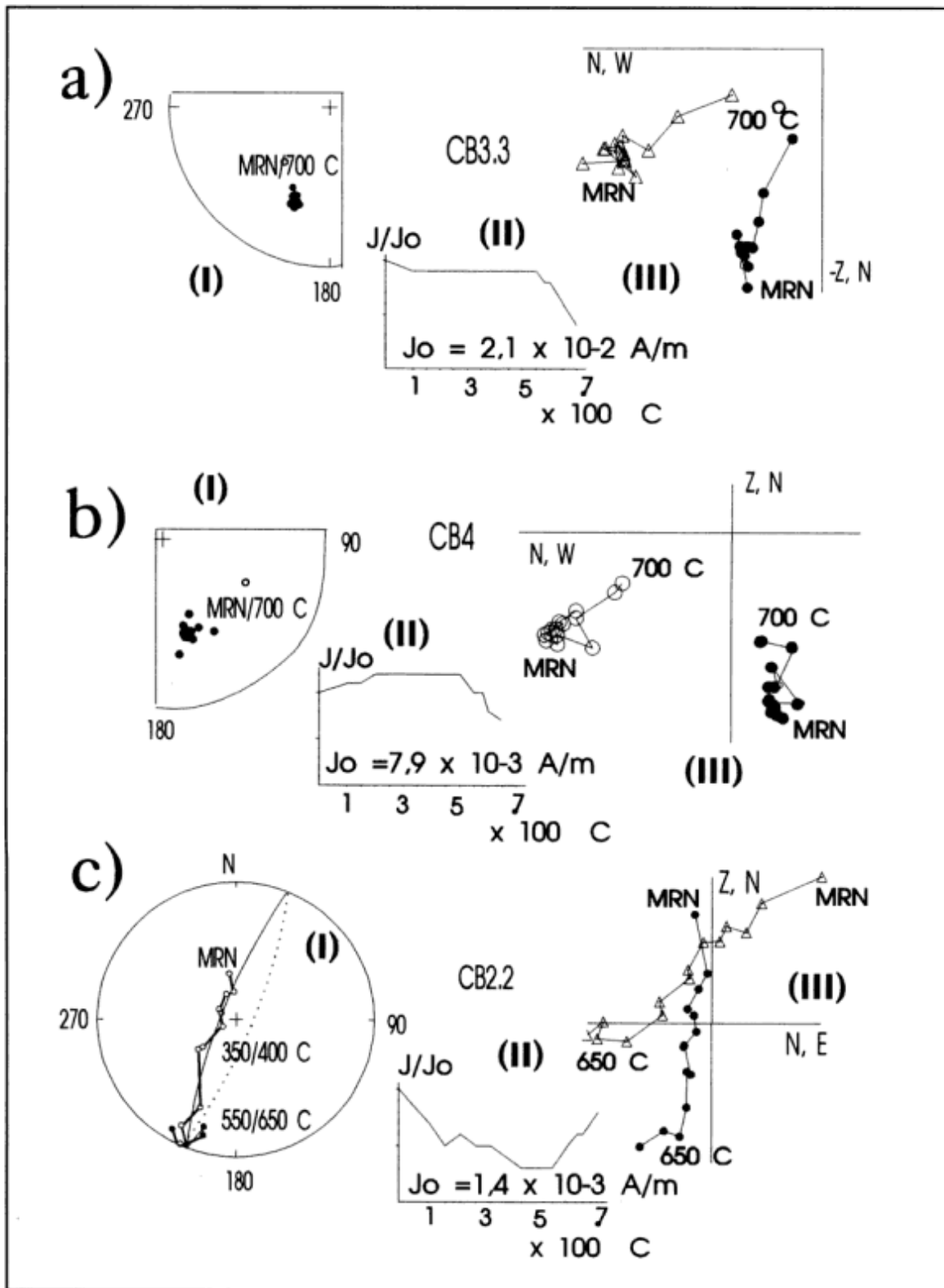


Figura 3: Comportamientos magnéticos, ilustrados en redes estereográficas (I), diagramas de desmagnetización (II) y diagramas de Zijderveld (III). En las redes estereográficas (I), círculos abiertos (llenos) representan inclinaciones negativas (positivas). En los diagramas de desmagnetización (II) se indica la intensidad inicial de la remanencia. En los diagramas ortogonales (III), triángulos abiertos (llenos) corresponden al plano vertical (horizontal). Las muestras se representan *in situ*. a) Comportamiento magnético característico de muestras tipo A, monocomponentes y con caída hacia el centro de coordenadas (III). b) y c) Muestras tipo B, de menor intensidad inicial; b) con definición de una componente estable. c) el vector remanencia describe un camino de desmagnetización a lo largo de un círculo máximo (I) y hasta los 550°C, temperatura a la cual se produce un cambio químico en la mineralogía magnética.

Tabla 1: Direcciones de magnetización remanente estable medias por sitio. n: número de especímenes utilizados en el cálculo; para las muestras tipo B, se indica e/c (número de direcciones estables vs. número de círculos máximos, ref. en el texto). α_{95} : círculo de confianza al 95%. k: parámetro de precisión. El signo * en la columna "Sitio" corresponde a los sitios que proporcionaron direcciones intermedias (oblicuas).

Localidad	Sitio	Muestras Tipo A					Muestras Tipo B				
		Dec.	Inc.	n	α_{95}	k	Dec.	Inc.	n(e/c)	α_{95}	k
1	1	197,29	33,41	2	21,4	138,8	172,4	48,1	2/5	11,67	33,2
	2						173,3	29,0	6/2	11,08	26,8
	3						161,6	19,6	6/0	9,30	53,8
	4	350,2	-20,9	4	8,7	113,4					
	5						351,9	-36,6	0/4	8,4	443,6
2	6	350,2	-45,5	4	10,9	71,8	343,6	53,2	3/0	1,9	4181,0
	A*						29,8	-8,2	2/2	10,7	100,9
	B*										
	7	178,4	63,3	4	11,9	60,5	156,2	67,8	1/0	-	-
	8						178,4	9,2	4/5	8,5	40,8
	C						174,6	44,9	3	5,8	449,6
	D	171,8	58,1	5	8,4	82,9	194,2	37,8	0/2	1,4	2154,0
	E	192,3	45,6	9	3,5	219,3					
	9	171,2	40,6	2	5,2	2301,1	182,3	60,5	0/4	27,7	41,7
	10	152,3	46,0	2	18,7	180,5					
	F						173,3	40,1	1/2	21,1	95,0
3	G	0,4	-46,3	6	4,6	213,7					
	H	2,6	-37,6	5	5,4	204,9					
	I	4,5	-39,1	5	2,9	678,1					
	J*						33,1	-24,4	3/1	9,3	111,5
	K						156,2	33,0	2/0	22,9	120,6
	L						159,3	20,7	2/2	28,0	15,4
	M*						143,9	38,1	1/2	26,0	63,0
Promedio		175,2	38,2	12	6,8	41,3	168,5	31,29	10	9,8	25,3

especímenes), la componente CD presenta una superposición casi total de temperaturas de bloqueo que no permite definir la componente de mayor temperatura hasta los 500° C-550° C (Fig. 3c). A estas temperaturas se produjo un fuerte aumento en la susceptibilidad magnética, que se adjudica a algún cambio mineralógico o químico que no ha permitido la buena definición de una componente final. En estos casos sólo pudo determinarse el plano de desmagnetización sobre el cual se alinean las sucesivas MRRs (Fig. 3c, I).

b) Portadores magnéticos. Ensayos de adquisición de magnetización remanente isotérmica (IRM) sobre 9 especímenes sugieren la presencia de magnetita y hematita como minerales portadores de la magnetización. Las curvas de intensidad de magnetización versus campo aplicado presentan un ascenso rápido hasta los 0,4 tesla (magnetita), seguido de un lento ascenso pero sin alcanzar la saturación hasta los 2 tesla (hematita). El ensayo no reveló diferencias entre las muestras de tipo A y B (Fig. 4a).

Se realizó un estudio complementario sobre 6 especímenes, consistente en la adquisición de IRM en tres ejes ortogonales (Lowrie 1990). Cada eje fue

magnetizado bajo campos de distinta intensidad, afectando a fracciones magnéticas de distintas coercitividades; la desmagnetización térmica de cada eje revela las temperaturas de bloqueo de las diversas fracciones.

El eje sometido a 0,12 tesla es en todos los casos el de menor intensidad, indicando que los minerales de bajas fuerzas coercitivas (magnetita multidominio en granos de gran tamaño, por ejemplo), no son portadores significativos de la magnetización. La remanencia es portada por un mineral de fuerza coercitiva intermedia y temperatura de bloqueo de 580° C (posiblemente magnetita finamente dividida), y otro de alta fuerza coercitiva y temperatura de bloqueo de 680° C (hematita).

La proporción relativa de remanencia portada por magnetita es mayor en las muestras tipo A. Una brusca caída de la intensidad en los ejes de coercitividad alta e intermedia (4 y 0,4 tesla), a temperaturas muy bajas (100-150° C) revela además la presencia de goethita en las muestras tipo B (Fig. 4c).

Las muestras utilizadas para el estudio paleomagnético fueron analizadas petrográficamente. Los constituyentes principales son cuarzo mono-cristalino,

feldespatos y micas en granos angulosos a subangulosos, lo que indica su proveniencia de rocas graníticas. Dentro de los minerales ferromagnesianos, la biotita aparece fresca; los granos de magnetita, en cambio, están alterados a hematita. La diagénesis está representada por precipitación de cemento carbonático y crecimientos secundarios sobre cuarzo y feldespatos. La pigmentación de hematita alrededor de los granos es escasa y posterior a los crecimientos secundarios.

Análisis de las direcciones paleomagnéticas

Los estudios de magnetismo de rocas permiten concluir que la magnetización remanente es portada por hematita y magnetita finamente dividida (de tamaño de grano por debajo de $1\mu\text{m}$, véase Dankers 1978). La magnetita aparece como mineral accesorio en la fracción clástica, y la hematita como mineral de alteración a partir de magnetita o en forma de pigmento. Las componentes magnéticas correspondientes a uno y otro mineral no pudieron separarse con los métodos de desmagnetización utilizados. Las muestras tipo A portan una componente magnética bien definida, con tendencia al origen, que no se ve afectada por cambios químicos a altas temperaturas. Las muestras tipo B tienen hematita y presentan además goethita. La componente característica no pudo ser aislada debido a cambios químicos que se producen por encima de los 500°C . La dispersión de las direcciones de remanencia, aunque disminuida luego de la desmagnetización, es elevada (Fig. 5a y b), y probablemente refleje una mezcla de componentes que no ha podido ser resuelta de manera eficaz. Los granos de magnetita observados en corte petrográfico (magnetita multidominio), no parecen ser portadores importantes a juzgar por la poca intensidad de la magnetización en el eje de baja coercitividad (Fig. 4).

La mayor parte de los sitios de muestreo se caracterizan por magnetizaciones de uno de los dos tipos, A o B. Sin embargo, en algunos casos coexisten en un mismo sitio muestras de los dos tipos. Esta variabilidad espacial de la magnetización refleja diferencias en la distribución de los minerales magnéticos y en su grado de alteración. Se adjudicó independencia estadística a cada espécimen en el cálculo de la magnetización promedio por sitio de muestreo, teniendo en cuenta precisamente la gran variabilidad espacial hallada en estas rocas sedimentarias.

Las direcciones de magnetización promedio por sitio se calcularon utilizando las muestras tipo A y B por separado. A partir de ellas se calculó un polo geomagnético virtual (PGV) para cada sitio de muestreo.

Las direcciones de remanencia de las muestras tipo A (51 especímenes) fueron promediadas por sitio según

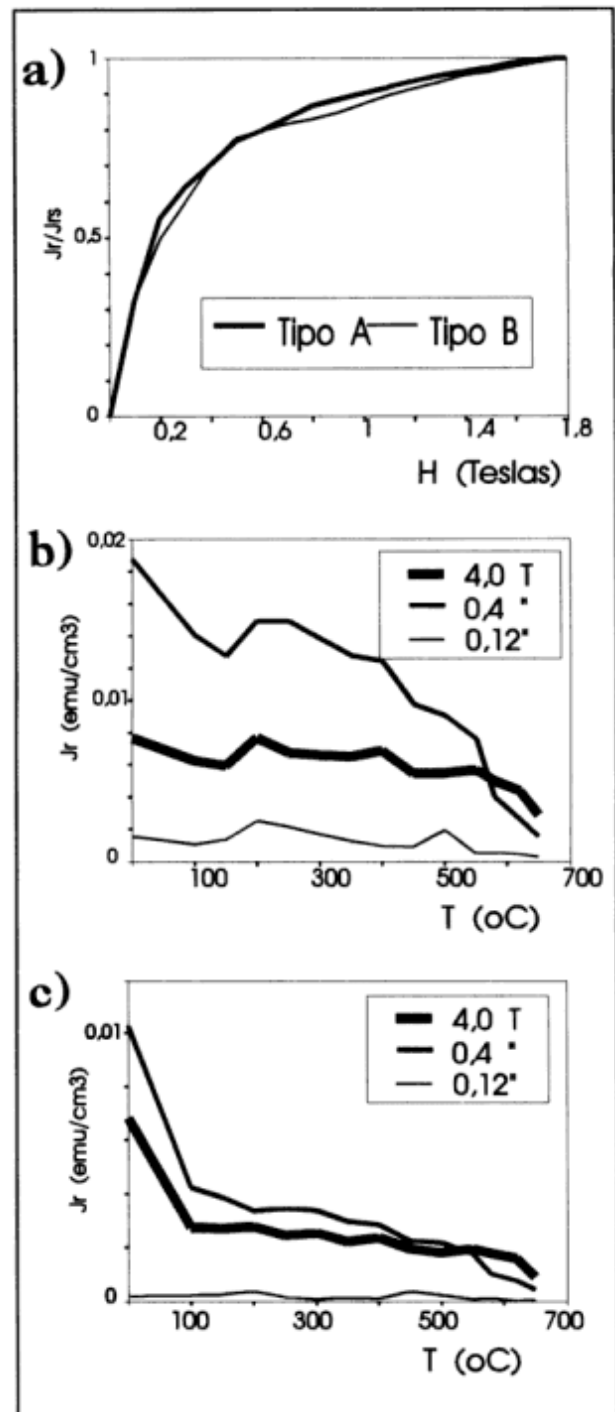


Figura 4: a) Curvas normalizadas de adquisición de IRM. b) Desmagnetización térmica del IRM en tres ejes ortogonales; muestra de tipo A. c) ídem b), muestra de tipo B. La fuerte caída de la magnetización en los ejes de 4 y $0,4\text{T}$ a los 100°C refleja la presencia de goethita. Ambos tipos de muestras experimentan un descenso del eje de $0,4\text{T}$ a los 580°C (magnetita), y del eje de 4T a los 650°C (hematita).

la estadística de Fisher (1953). Todos los sitios muestran un buen agrupamiento (parámetro de precisión, $K > 100$, en general). Las direcciones medias

por sitio forman dos grupos de polaridades antípocas (*reversal test* positivo clase "C", según McFadden y McElhinny 1990, Fig. 5). Una prueba de plegamiento (*fold test*) no es posible debido a que los afloramientos de granulometría fina son subhorizontales. Sin embargo, un *reversal test* positivo indica que no hay componentes secundarias significativas no removidas que afecten las direcciones de MRC, y sugiere además que la VPS ha sido promediada adecuadamente durante los intervalos de polaridad normal y reversa. Los PGVs calculados con muestras tipo A tienen una desviación angular estándar de $13,4^\circ$, razonable según la paleolatitud (McFadden *et al.* 1988). La bipolaridad y la dispersión adecuada son elementos que favorecen la interpretación de que la magnetización de las muestras tipo A se ha producido en un lapso relativamente corto luego de la depositación.

Las direcciones medias por sitio para muestras tipo B, se obtuvieron mediante la combinación de las direcciones estables con las trayectorias de los círculos de desmagnetización (McFadden y McElhinny 1988). La información se resume en la Tabla 1.

La dispersión de las direcciones obtenidas de la población B es mucho mayor que la de la población A; cuatro de los sitios (A, B, M y J) proporcionaron PGVs oblicuos (Wilson *et al.* 1972); los PGVs restantes tienen una desviación angular superior a la esperable según la paleolatitud ($16,7^\circ$). Las direcciones de los sitios A, B, M y J pueden ser interpretadas como registros de variaciones reales del campo magnético (direcciones intermedias del campo); sin embargo es más probable que representen mezclas de componentes que no han sido resueltas con los métodos de desmagnetización empleados. La elevada dispersión del resto de los PGVs apoya esta interpretación.

Las poblaciones tipo A y B no son estadísticamente semejantes (según el test de McFadden y Lowes 1981). En los sitios en que coexisten los dos tipos de muestras (véase Tabla 1), la diferencia en las direcciones es evidente (Fig. 4). Esta diferencia, sin embargo, no es sistemática.

Se consideró a las muestras de tipo A como aptas para el cálculo de un PP. Dada la posible contaminación de las direcciones aisladas en las muestras de tipo B, éstas se consideraron de utilidad sólo para establecer correlaciones magnetoestratigráficas locales, ya que puede inferirse la polaridad de la componente característica, que se asume primaria. De esta manera, el 52% de los sitios muestreados proporcionó información para el cálculo del PP (12 tipo A), y el 100% de los sitios (23) resultó útil para magnetoestratigrafía.

Discusión

Las tres localidades muestreadas en el río Copacabana se correlacionan con facilidad, dada su

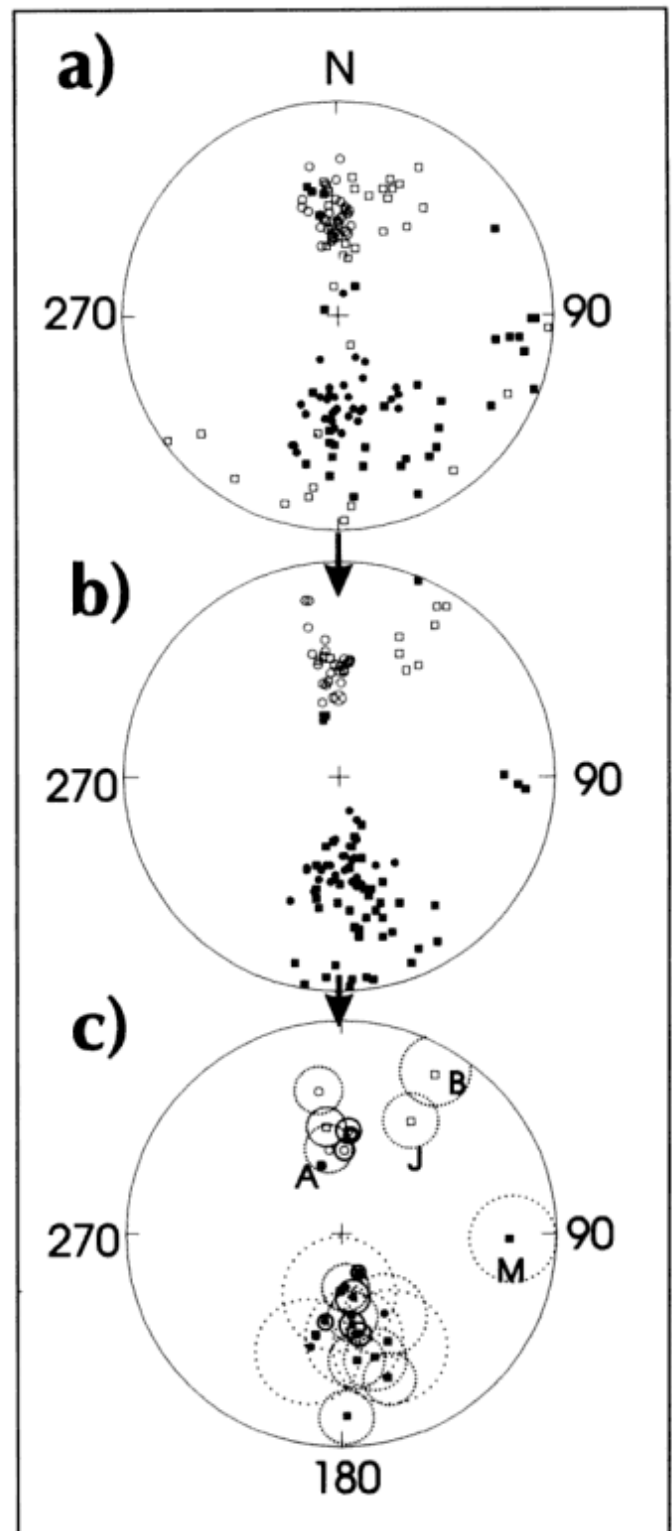


Figura 5: a) Direcciones de MRN por espécimen. b) Direcciones de magnetización estable aisladas luego de la desmagnetización. c) Direcciones medias finales por sitio. Se identifican los sitios que proporcionaron direcciones oblicuas. Símbolos llenos (abiertos): hemisferio inferior (superior). Círculos (cuadrados) indican muestras de tipo A (B).

estrecha cercanía (Fig. 2). En las localidades 2 y 3, el perfil incluye un intervalo del orden de 5 metros de espesor de pelitas y areniscas muy finas, de geometría tabular, que responden a la sedimentación en ambiente de *playa-lake*; este intervalo puede utilizarse como "banco guía".

La correspondencia entre la correlación litológica y la magnetoestratigrafía es simple y paralela: las partes inferior y superior de la secuencia estudiada son de polaridad normal, y encierran un intervalo completo de polaridad reversa, que abarca el intervalo lacustre considerado como guía (Fig. 2). La sección reversa tiene un espesor aproximado de 25 metros.

El polo paleomagnético para la sierra de PCM, calculado como el promedio de los 12 PGVs seleccionados, tiene una posición: long. 84,1° E, lat. 85,3° S ($A_{95}= 7,5^\circ$, $K= 35$). Esta posición es prácticamente coincidente con la del polo de referencia para el Cretácico temprano de América del Sur, Serra Geral (Ernesto y Pacca 1988, Fig. 6). Teniendo en cuenta que esta es la edad que se estima para la secuencia de la sierra de PCM, esta posición polar es una importante confirmación de dicha edad.

La coincidencia del polo de PCM con SG contrasta con la discrepancia del resto de los polos de la sierra Chica. El polo PCM permite descartar un comportamiento anómalo del CMT, o que se haya producido desplazamiento del continente en lapsos cortos. La posición de los polos CC, AL y LM (Fig. 6) debe ser explicada con otros argumentos.

-La posibilidad de que los procedimientos de desmagnetización aplicados hayan sido insuficientes, fue descartada por Somoza (1995) sobre la base de una revisión y recálculo de los polos.

-La rotación de bloques en sentido antihorario puede dar cuenta de la discrepancia de los polos AL, LM y CC. Esta hipótesis ha sido sugerida por Somoza (1995), y encuentra sustento en evidencias geológicas, de que las fallas que limitan a la sierra Chica han experimentado desplazamiento de rumbo sinistral durante el Plioceno-Guaternario (Sisto y Cortés 1992, Schmidt *et al.* 1995).

-La edad de la magnetización de los basaltos de Córdoba podría ser diferente de la de los bancos rojos de PCM. Sin embargo, tampoco existe coincidencia de estos PP con PP de referencia más jóvenes para Sudamérica.

-El promedio incompleto de la VPS en cada PP podría generar posiciones anómalas como las observadas. El promedio de la VPS es condición necesaria para que el PP coincida con el eje de rotación terrestre y sea útil en reconstrucciones paleogeográficas. Los estudios paleomagnéticos en lavas tienen más dificultades para promediar la VPS que en las rocas sedimentarias, debido al carácter intermitente de la actividad magmática. La falta de promedio de la VPS podría ser otra posible causa de las posiciones de AL, CC y LM.

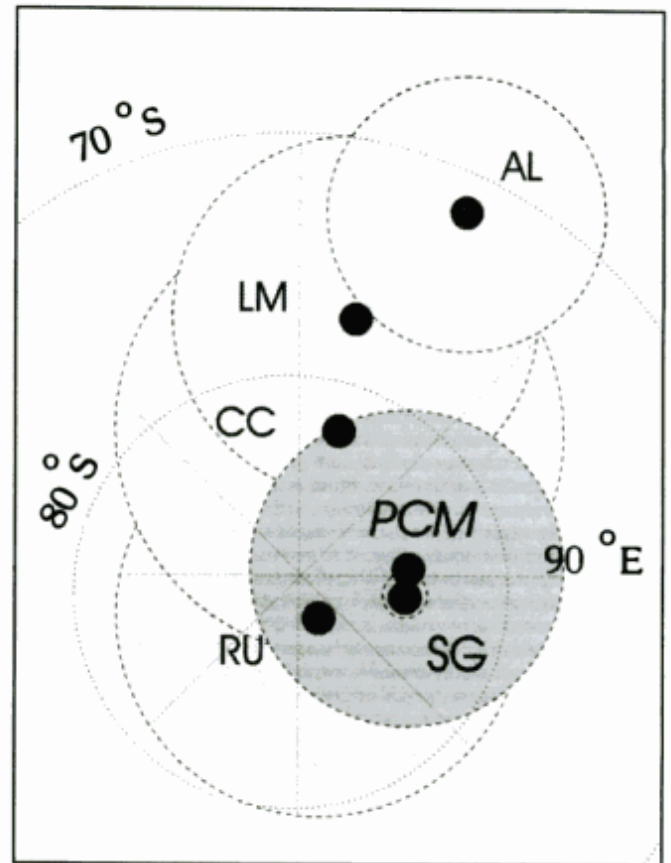


Figura 6: Polos paleomagnéticos para el Cretácico temprano de Córdoba. El polo de referencia SG corresponde a los basaltos de la cuenca de Paraná (Formación Serra Geral, Ernesto y Pacca 1988). CC, Cerro Colorado; RU, Rumipalla (ambos en Valencio y Vilas 1976); AL, El Salto-Almafuerte (Mendía 1978); LM, Los Molinos (Linares y Valencio 1974). PCM, Sierra de Pajarillo-Copacabana-Masa, este trabajo. En línea punteada los círculos de confianza al 95%. Nótese la coincidencia entre PCM y SG, y la posición discrepante de AL, LM y CC.

Conclusiones

El estudio paleomagnético llevado a cabo sobre los bancos rojos de la sierra de PCM permitió determinar la presencia de una magnetización característica de altas fuerzas coercitivas y temperaturas de bloqueo, enmascarada en algunos casos (muestras tipo B) por una segunda componente que corresponde al CD. La magnetización característica, portada por hematita y magnetita, presenta polaridades antípodas y promedia adecuadamente la VPS. Se interpreta que su origen es primario, correspondiente a una época temprana luego de la deposición de los sedimentos.

La magnetoestratigrafía de las tres secciones analizadas consiste en tres zonas de polaridad, una

reversa entre dos normales. La litoestratigrafía y la magnetoestratigrafía son paralelas.

El PP calculado para la sierra de PCM coincide con el de los basaltos de la Cuenca de Paraná (Formación Serra Geral), de edad cretácica temprana. La coincidencia confirma la edad estimada para los bancos rojos de PCM en base al criterio de similitud litológica.

Este nuevo resultado contrasta con la posición de los PP de la sierra Chica de Córdoba, calculados sobre basaltos aproximadamente contemporáneos de los bancos rojos de PCM. Posibles explicaciones para esta discrepancia podrán ser evaluadas a través de un estudio integral del paleomagnetismo de unidades cretácicas de Córdoba.

Agradecimientos

El trabajo fue realizado mediante un subsidio de la SECyT - Universidad Nacional de Córdoba; la parte experimental se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" (UBA-CONICET). El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad de Buenos Aires brindaron los medios necesarios para su realización. Agradezco a M.A. Hünicken y H. Vizán por la supervisión del trabajo, la lectura del texto e importantes sugerencias realizadas. Asimismo a R. Andreis por el análisis de cortes petrográficos, R. Somoza, A. Rapalini y M.J. Orgeira por la lectura crítica del texto, y a F. Quintana Salvat por su asesoramiento en las tareas de fotointerpretación. El INGEIS proporcionó importante apoyo logístico. G. Re, P. Tchilinguirian y P. Monteverde colaboraron en las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Astini, R.A., Pezzi, L.I. y Massei, G.A., 1993. Paleogeografía y paleoambientes del Cretácico de la Sierra de Pajarillo-Copacabana-Maza, noroeste de Córdoba. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 170-176. Mendoza.
- Bain Larrahona, H.G., 1940. Estudios geológicos en la provincia de Córdoba. *Boletín de Informaciones Petroleras, Y.P.F.*, 192: 13-53. Buenos Aires.
- Beck, M.E. (Jr.), 1988. Analysis of Late Jurassic- Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1): 39-52.
- Bodenbender, G., 1929. Triásico y Terciario en la falda oriental de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 31: 73-139.
- Dankers, P.H.M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Tesis Doctoral Universidad de Utrecht, 142 p. (inédito).
- Ernesto, M. y Pacca, I.G., 1988. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood volcanics, southern Brazil. En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (Eds.): *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*, pp. 229-255. Universidad de Sao Paulo.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings Royal Society of London, Series A*, 217: 295-305.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1967. Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 46(1): 73-108.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1980. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J.C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1, pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Linares, E. y Valencio, D.A., 1974. Edades Potasio-Argón y paleomagnetismo de los diques traquibasálticos del río de Los Molinos, Córdoba, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(3): 341-348.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2): 159-162.
- McFadden, P.L. y Lowes, F.J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67: 19-33.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 87: 161-172.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T. y McElhinny, M.W., 1988. Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B10): 11583-11588.
- Mendia, J.E., 1978. Paleomagnetic study of alkaline volcanites from Almafuerte, province of Córdoba, Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 54: 539-546.
- Oviedo, E.S., 1989. MAG88: Un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 178 p. (inédito).
- Pastore, F. y Methol, R., 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte (Córdoba). *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 79, 70 p. Buenos Aires.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E., 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62*. Tulsa.
- Sisto, F.A. y Cortés, J.M., 1992. Tectónica cretácico-cenozoica del tramo sur de la sierra de Los Cóndores, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Acta 7º Reunión de Microtectónica*: 63-69.
- Somoza, R. 1995. Paleomagnetismo de rocas cretácicas de la Patagonia y la curva de deriva polar aparente de América del Sur: implicancias geocinemáticas y tectónicas. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 238 p. (inédito).

- Valencio, D.A. y Vilas, J.F., 1976. Sequence of the continental movements occurred prior to and after the formation of the South Atlantic. *Anais de la Academia Brasileira de Ciencias*, 48 (Suplemento): 377-386.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F. y Pacca, I.G., 1983. The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: pre-drift movements, hairpins and magnetostratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 73: 135-151.
- Wilson, R.L., Dagley, P. y McCormack, A.G., 1972. Palaeomagnetic evidence about the source of the geomagnetic field. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 28: 213-224.

Recibido: 12 de marzo, 1996

Aceptado: 2 de julio, 1996

Mineralogía de ceolitas cálcicas y filosilicatos máficos que caracterizan el metamorfismo hidrotermal de las volcanitas paleógenas desde lago Hermoso a río Traful, Neuquén

María E. VATTUONE de PONTI^{1,2}, Carlos O. LATORRE², Ricardo VIVIANI³ y María C. BORBOLLA¹

¹*Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.*

²*Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.*

³*Centro de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas, Zufriategui 4380, Villa Martelli, 1603 Provincia de Buenos Aires.*

ABSTRACT. *Mineralogy of calcic zeolites and mafic phyllosilicates, characteristic of hydrothermal metamorphism in Paleogene volcanic rocks from Lago Hermoso to Río Traful, Neuquén.* Using a combination of morphological, optical and microprobe data, thermal analyses and XRD, a sequence of calcic zeolites and a progressive sequence of mafic phyllosilicates from smectite to mixed-layer smectite/chlorite have been identified in metavolcanic rocks affected by low grade hydrothermal metamorphism in Paso del Córdoba, Neuquén. The zeolites are: laumontite, yugawaralite, wairakite, heulandite, stilbite, stellerite and chabazite. Some of these calcic zeolites are characteristic of a high geothermal gradient hydrothermal metamorphism. The alteration of the andesitic and basaltic host rocks may cause the release of Ca, Mg and Fe ions to the interstitial solution from which Ca zeolites and mafic phyllosilicates were precipitated. High activities of Ca and reduced PCO₂ operated in favour of the formation of calcic zeolites without interfering with the formation of phyllosilicates. The phyllosilicates are: 1) Mixtures of di- and trioctahedral smectites that predominate below temperatures of approximately 200° C and 2) trioctahedral smectites and mixed layer chlorite/smectite of high temperature (>200° C) origin. Analytical electron microscope data shows that prograde changes in composition produced loss of Ca, Si and Fe. Contents of Al^{IV} increase systematically with temperature from smectite to chlorite/smectite. The highest metamorphic temperatures, of about 250° C/260° C were reached in the meta-andesites near the Río Córdoba, as indicated by the association with laumontite, wairakite and mixed-layer chlorite/smectite. These temperatures, seem to be lower (about 200° C) in the northwest, where metabasalts with yugawaralite, wairakite, heulandite and smectites occur.

Introducción

Las asociaciones minerales de calcosilicatos secundarios han sido utilizadas para determinar el grado metamórfico en sistemas geotermales activos y fósiles, en ambientes metamórficos buriales y en ofiolitas. Uno de los últimos trabajos experimentales acerca de los campos de estabilidad de los calcosilicatos es el de Frey *et al.* (1991).

También se ha observado que los filosilicatos (esmectitas, cloritas e interestratificados de clorita/esmectita), que son abundantes en metabasitas de bajo grado, cambian de esmectita a clorita en esos ambientes simultáneamente con la transición de los calcosilicatos desde facies de ceolita a facies de esquistos verdes (Bettison y Schiffman 1988). La transición de esmectita a clorita ha sido descripta en varios ambientes geológicos: cuencas sedimentarias, sistemas hidrotermales terrestres y submarinos y

terrenos de metamorfismo regional. Los filosilicatos máficos interestratificados son particularmente importantes porque su composición es dependiente de la temperatura (Kristmannsdóttir 1979).

En este trabajo presentamos los resultados del estudio mineralógico de ceolitas y filosilicatos máficos del grupo esmectita/clorita hallados en volcanitas paleógenas de paso del Córdoba, que integran la faja occidental de la Serie Andesítica, perteneciente a la Provincia Volcánica Andino-Patagónica (Rapela *et al.* 1984).

Trabajos de índole regional, fueron realizados sobre la faja Occidental de la Serie Andesítica, llamada también Formación Ventana (González Bonorino, F. 1973 y 1979). En cuanto a petrología y geoquímica, se destacan los trabajos de González Bonorino y González Bonorino (1978), Dalla Salda *et al.* (1981) y Rapela *et al.* (1984).

Asociaciones minerales de ceolitas en el área de paso del Córdoba, fueron identificadas por los autores de

este trabajo en estudios previos, donde se determinó que los calcosilicatos corresponden a las facies de ceolita alta y baja y que están acompañados por minerales del grupo esmectita/clorita (Latorre y Vattuone 1993, 1995.) En afloramientos de la Serie Andesítica, en Chapelco, determinamos metamorfismo en facies de ceolita, prehnita-pumpellyita y esquistos verdes (Vattuone y Latorre, en prensa).

En paso del Córdoba, los afloramientos se encuentran desde lago Hermoso hasta las cercanías de lago Traful. Las localidades de muestreo están señaladas en la Figura 1.

Metodología

La metodología consistió en el muestreo de los afloramientos de la Formación Ventana desde lago Hermoso hasta lago Traful. En el laboratorio se procedió al estudio de los minerales bajo la lupa binocular, para observar su hábito, asociaciones, etc., y se estudiaron microscópicamente a grano suelto y en

corte delgado. Después de su molienda fueron analizados por difracción de rayos X.

Se analizaron químicamente los filosilicatos y las ceolitas con una microsonda electrónica de energía dispersiva EDAX, adosada a un microscopio electrónico Phillips 9100 que efectúa un análisis cuantitativo de los elementos componentes de la muestra. Las muestras fueron cubiertas con laca de plata y los patrones utilizados son elementos metálicos. Los análisis se realizaron a 20kv, corrección convencional ZAF y TKOFF=25.0

Para las ceolitas, en los casos en que pudo recolectarse suficiente cantidad de muestra, se realizaron análisis térmicos en los laboratorios del Centro de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas.

El análisis térmico diferencial fue obtenido, en todos los casos, con un calorímetro diferencial de barrido (DSC) Dupont 910 TA 990 que permite obtener resultados con mayor sensibilidad y resolución que los conseguidos con los equipos convencionales; el DSC sólo es apto, sin embargo, para trabajar por debajo de los 600°C. Se utilizó una velocidad de calentamiento de 20° C/minuto. El análisis termogravimétrico fue obtenido con un analizador termogravimétrico (TGA) Du Pont 951-TA 990, a 20° C /minuto.

Petrografía

La petrografía de estas rocas fue descrita por Latorre y Vattuone (1995). Se trata de metabasaltos (PC2) y metandesitas (PC1, PC3 y PC3B) con sus tobas (PC4).

Conforme a los estudios microscópicos, en estas rocas de textura originalmente porfirica, se conservan muy pocos relictos de minerales primarios, por lo general en fenocristales. Esos minerales primarios son: plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y anfíbol.

Los minerales secundarios, fundamentalmente las ceolitas y los filosilicatos, se encuentran como reemplazo total o parcial de minerales primarios en los fenocristales y en la matriz. También como relleno de venas y amígdalas.

En los metabasaltos, las amígdalas, al igual que las venas, están tapizadas por esmectitas e internamente rellenas por ceolitas (heulandita y yugawaralita), las cuales se observan reemplazando a los filosilicatos.

En las metandesitas, las amígdalas a veces están rellenas íntegramente por esmectitas, otras veces por ceolitas (laumontita y wairakita), mientras que en algunos casos, se muestra alternancia entre ceolita y filosilicatos (Fig. 2a) En esas ocasiones, la ceolita es siempre laumontita, que muestra flexuras producto de deformación y es la primera ceolita en formarse. Los filosilicatos tienen birrefringencia anómala. La matriz

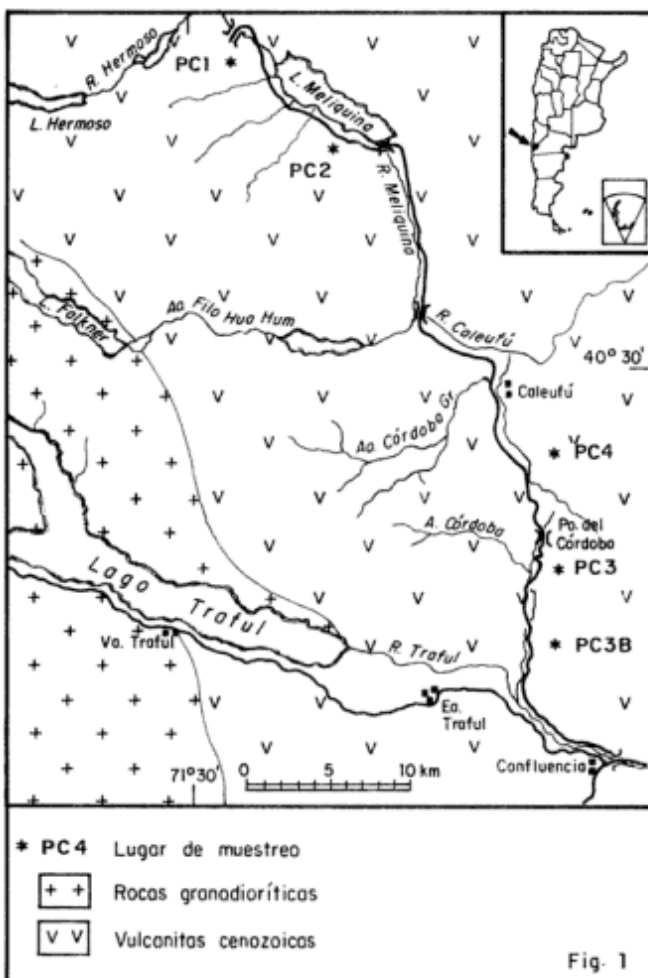


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación.

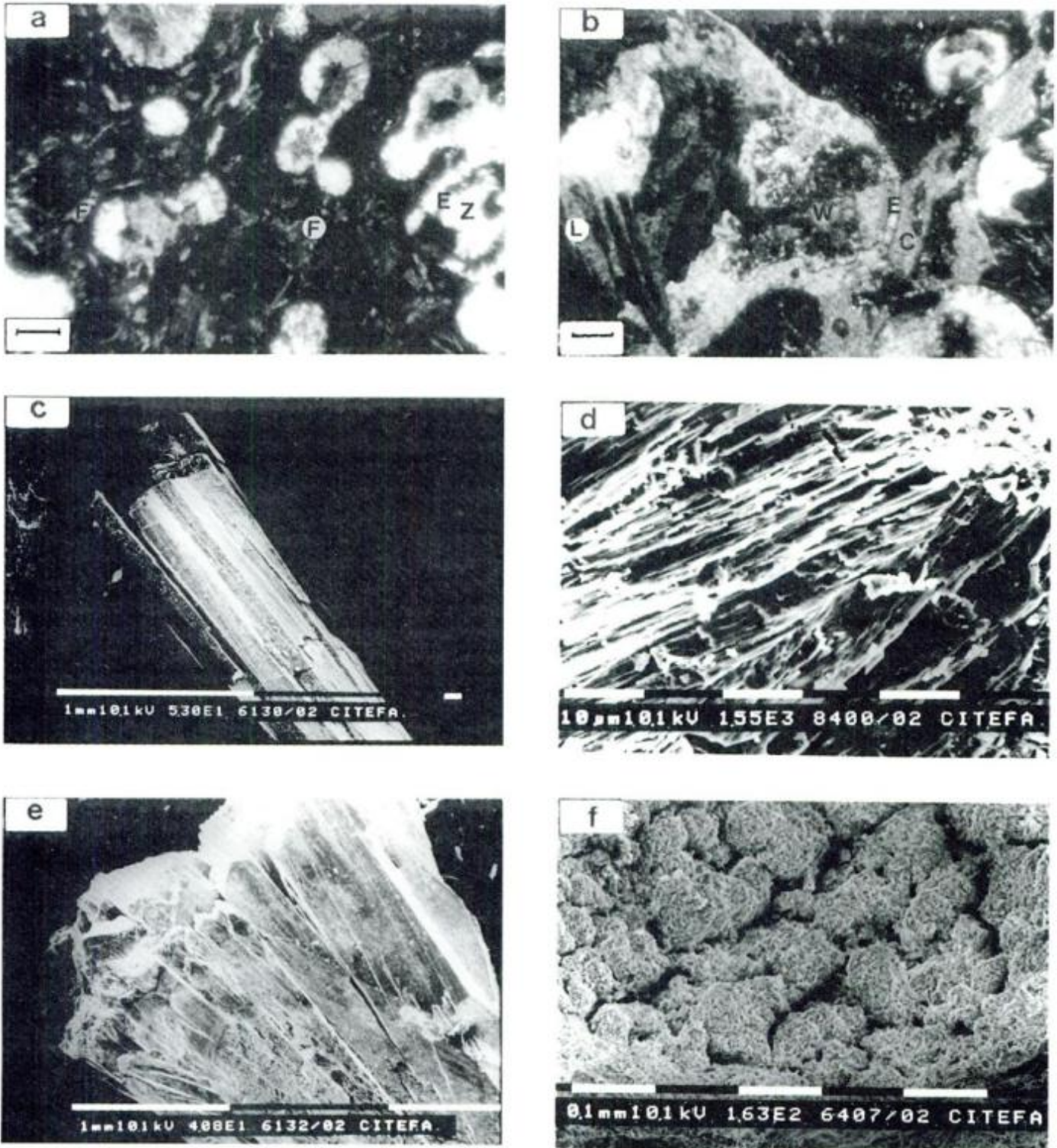


Figura 2: Microfotografías. **2a:** amígdalas rellenas por ceolitas (Z) y esmectitas (E) en una matriz de filosilicatos (F); **2b:** detalle de una amígdala rellena con laumontita (L) y wairakita (W) y atravesada y rodeada en parte por una vena de esmectitas (E) y calcita (C); **2c:** asociación paralela de cristales idiomorfos de laumontita; **2d:** asociación de cristales de yugawaralita provenientes de una vena que constituye el cemento de los clastos de los metabasaltos; **2e:** cristales idiomorfos de estilbita en diaclasas de las metabasitas; **2f:** asociación de individuos de esmectita relleno amígdalas monominerales de las metadesitas. 2a y 2b: fueron tomadas con microscopio petrográfico con polarizadores cruzados; barra de las microfotografías = 0,2 mm. El resto fueron tomadas con microscopio electrónico (SEM).

se compone de minerales secundarios como esmectitas y calcita que rodean a las amígdalas con laumontita y wairakita (Fig. 2b).

Además, se comprueba la presencia de fracturas y delgadas venas rellenas por estilbita/estellerita posteriores a todos los minerales secundarios, incluso posteriores a esmectitas y calcita. Una calcita de segunda generación, a su vez, es posterior a la estilbita.

Las asociaciones minerales encontradas, se resumen en la Tabla 1. (Latorre y Vattuone 1995)

Tabla 1: Asociaciones minerales de los ejemplos analizados en las cinco localidades.

Localidades	PC1	PC2	PC3	PC3B	PC4
<i>M. Primarios:</i>					
Plagioclasa	*	*	*	*	*
Clinopiroxeno		*			
Olivina		*			
Anfibol	*				
Vidrio		*			*
<i>M. Secundarios:</i>					
Estilbita		*	*		
Estellerita		*	*		
Chabacita				*	
Heulandita		*		*	
Yugawaralita	*	*			
Laumontita		*	*		
Wairakita		*			*
Plag. albitiz.	*	*			
Esmectita/clorita	*	*	*	*	*
Epidoto	*	*			
Iddingsita		*			
Cuarzo		*			
Titanita				*	
Pirita		*			*
Jarosita				*	
Hematita	*	*	*	*	*
Calcita	*	*	*	*	*

Mineralogía de las ceolitas

Laumontita

Este mineral (Fig. 2c) fue determinado por métodos ópticos, difracción de rayos X, análisis químicos y análisis térmico diferencial.

Es la ceolita más abundante y puede observarse macroscópicamente; se presenta en amígdalas y venas de la localidad PC3(B). En ese lugar las metandesitas portadoras están laumontizadas (hasta un 60% de la roca) y argilitizadas. Los cristales aciculares de hasta 5 cm de longitud, están dispuestos en forma radial. A veces están reemplazados por calcita y otras por estilbita. Al microscopio, los cristales de laumontita presentan una extinción en "parches" probablemente debido a deshidratación parcial y pasaje a leonhardita.

Los datos morfológicos y ópticos coinciden con los suministrados por Tröger (1982) y Gottardi y Galli (1985) pero el gran desarrollo de la forma (110)

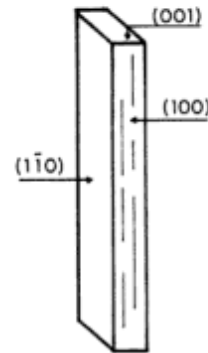


Figura 3: Hábito de un cristal de laumontita.

mencionada por esos autores no está presente en estos cristales. (Fig 3).

Tabla 2: Propiedades físicas y ópticas

Hábito	acicular	prismático
Color	blanco a levemente rosado	
Brillo	nacarado	
Clivaje	perfecto paralelo a(010)	
Formas	(010);(100);(001)	
Fluorescencia	rosada con uv	
Color	incolore	
Carácter	biáxico (-)	
γc	30°	
$2V\alpha$	20°-27°	
Dispersión	v>r - fuerte	
$\alpha:nD$	1,511	
$\beta:nD$	1,514	
$\gamma:nD$	1,520	

Los difractogramas de rayos X por el método Debye Scherrer coinciden con la ficha N° 26-1047 (Bayliss *et al.* 1986) para laumontita.

Los análisis químicos sobre varios ejemplares de laumontita (Tabla 3) muestran una relación Si/Al entre 2,45 y 2,48 que es prácticamente igual a las relaciones Si/Al de laumontitas estudiadas en venas de los basaltos de Chapelco (Vattuone y Latorre 1994, y en prensa). Todas estas laumontitas (tanto las de este trabajo como las de las venas que atraviesan los afloramientos de Chapelco) se encuentran asociadas a wairakita. Su contenido en Ca está dentro del rango normal para laumontitas, siendo éste el único catión intercambiable presente.

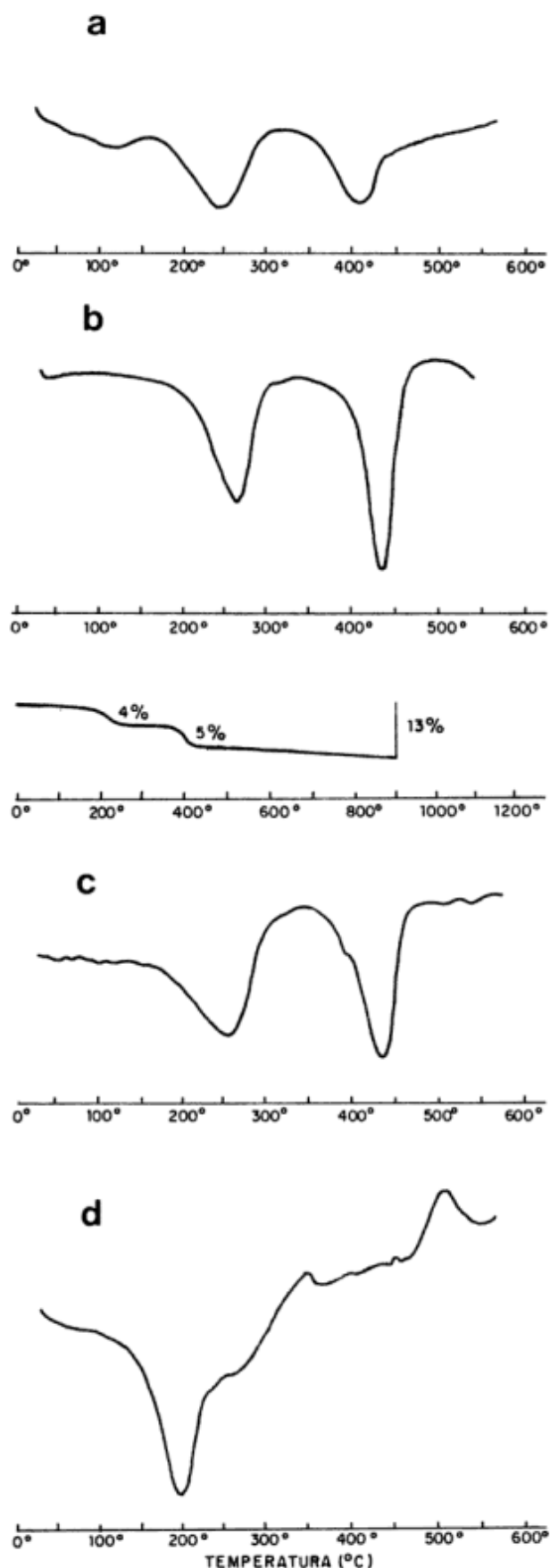
Los termogramas muestran tres procesos endotérmicos atribuidos a pérdidas de agua. El primero, de menor intensidad, se produce a 120° C; los dos restantes son más significativos y se producen a 250° C y 410° C; los diagramas se corresponden con los de Gottardi y Galli (1985) y Koizumi (1953). (Fig 4a).

Yugawaralita

Fue determinada por métodos ópticos, difracción de rayos X, análisis químicos por microsonda y ensayos térmicos.

Tabla 3: Análisis químicos

	Yugawaralita					Wairakita					Laumontita			Heulandita			Estilbita			
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	
Al ₂ O ₃	18,49	17,91	17,27	16,77	19,22	19,32	21,20	21,73	20,49	19,36	18,94	19,24	13,07	17,34	13,97	13,57	13,43	14,08		
SiO ₂	58,93	59,88	57,52	59,03	61,01	57,05	53,94	55,74	56,71	56,52	54,93	55,48	59,05	56,73	58,48	58,85	59,55	56,95		
CaO	8,88	7,97	11,51	9,91	7,40	9,36	15,16	13,39	13,46	8,81	10,83	9,97	10,33	5,67	8,78	8,81	9,65	9,29		
MgO	0,00	0,00	0,62	0,70	0,10	0,00	0,57	0,55	0,53	0,00	0,00	0,00	0,48	1,82	0,00	0,00	0,00	0,53		
MnO	0,23	0,14	0,20	0,21	0,00	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,15	0,28	0,12	0,00	0,56	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,21	1,36	0,000,000,00	0,00	0,00	0,08		
TiO ₂	0,40	0,19	0,28	0,26	0,16	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,08	0,00	0,00	0,00	0,39		
Na ₂ O	0,91	1,79	0,29	0,77	0,00	1,47	0,29	0,31	0,18	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68		
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	87,83	87,88	87,83	87,94	88,00	87,83	91,72	91,72	91,71	84,70	84,70	84,69	84,26	83,00	81,23	81,23	82,63	82,00		
Fórmula estructural																				
Al	4,31	4,17	4,06	3,93	4,41	4,54	14,70	14,87	14,03	6,99	6,92	6,99	7,18	9,52	7,85	7,62	7,44	7,92		
Si	11,66	11,82	11,51	11,73	11,87	11,38	31,73	32,36	32,93	17,31	17,02	17,11	27,54	26,43	27,87	28,03	27,99	27,18		
Ca	1,88	1,69	2,47	2,11	1,54	2,00	0,55	0,33	0,38	2,89	3,60	3,29	5,16	2,83	4,48	4,50	4,86	4,75		
Mg	0,00	0,00	0,18	0,21	0,03	0,00	0,50	0,47	0,46	-	-	-	0,34	1,26	0,00	0,00	0,00	0,37		
Mn	0,04	0,02	0,03	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,27	0,00	0,17	-	-	-	0,07	0,48	0,00	0,00	0,00	0,03		
Ti	0,06	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,14		
Na	0,17	0,34	0,06	0,15	0,00	0,28	0,17	0,18	0,10	-	-	-	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32		
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Si/Al	2,70	2,83	2,82	2,98	2,60	2,51	2,16	2,18	2,35	2,48	2,46	2,45	3,83	2,77	3,55	3,68	3,76	3,43		
Esmectitas																				
MgO	8,06	11,67	4,26	11,67	4,32	13,02	12,86	16,33	17,54	7,51	18,29	4,17	13	14	15					
Al ₂ O ₃	19,29	16,34	16,92	16,82	16,37	16,58	16,96	17,36	18,76	9,69	19,50	11,70	16,52	17,61	17,35					
SiO ₂	52,66	37,88	56,72	37,85	51,45	35,60	36,63	44,71	41,23	58,00	41,32	62,54	54,85	54,55	50,35					
CaO	4,01	3,98	3,71	3,12	3,76	3,77	2,38	0,83	0,64	2,94	0,64	3,98	4,10	3,40	3,70					
MnO	0,00	0,34	0,00	0,30	0,34	0,17	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
FeO	3,84	16,64	3,41	17,25	7,63	17,93	18,24	8,67	9,73	8,19	8,17	9,04	3,70	3,57	5,71					
TiO ₂	0,14	0,34	0,93	0,54	2,00	0,12	0,21	0,11	0,10	1,67	0,08	0,71	0,40	0,37	1,06					
Na ₂ O	0,00	0,81	2,05	0,18	2,13	0,81	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,18	3,36	1,59					
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	0,00	0,00	0,00					
Fórmula estructural O=28																				
Mg	2,11	3,43	1,11	3,43	1,17	3,88	3,80	4,46	4,86	2,00	5,02	1,08	1,39	1,35	2,21					
Al IV	0,00	0,52	0,00	0,54	0,00	0,88	0,74	0,00	0,34	0,00	0,39	0,39	0,00	0,00	0,00					
Al VI	4,00	3,28	3,49	2,56	3,51	3,03	3,22	3,75	3,77	2,04	3,84	2,39	3,45	3,67	3,68					
Si	9,26	7,48	9,93	7,46	9,35	7,12	7,26	8,20	7,66	10,35	7,61	10,86	9,73	9,65	9,06					
Ca	0,76	0,84	0,70	0,66	0,73	0,81	0,51	0,16	0,13	0,66	0,13	0,74	0,78	0,64	0,71					
Mn	0,00	0,06	0,00	0,05	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Fe	0,57	2,75	0,50	2,84	1,16	3,00	3,03	1,33	1,51	1,22	1,26	0,59	0,55	0,53	0,86					
Ti	0,02	0,05	0,12	0,08	0,27	0,02	0,03	0,02	0,01	0,22	0,01	0,09	0,05	0,05	0,14					
Na	0,00	0,16	0,35	0,03	0,38	0,16	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,58	0,28					
K	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00					



Este mineral se presenta en la matriz, en venas y en amígdalas de los basaltos de la localidad PC2, al sur de lago Meliquina. En la matriz está acompañada por esmectitas, heulandita y calcita (Latorre y Vattuone 1995; Vattuone y Latorre 1996).

Las venas, que constituyen el cemento de los clastos de la brecha de basalto, son portadoras de heulandita y yugawaralita. En otros sectores, las venas se componen de wairakita y yugawaralita. En ambos casos, las ceolitas suelen estar alteradas a calcita.

Los cristales no son distinguibles a simple vista ya que su tamaño es menor de 0,5 mm (Fig. 2d). Observados en la dirección del eje cristalográfico b son de contorno hexagonal. Un dibujo de los mismos se observa en la Fig. 5. Los datos obtenidos de las observaciones bajo la lupa, el microscopio petrográfico y el microscopio electrónico que se resumen en la tabla 4 son similares a los descritos por Harada *et al.* (1969) y Eberlein *et al.* (1971) para este mineral.

Tabla 4: Propiedades físicas y ópticas

Hábito	tabular según {010}
Color	blanco
Brillo	sacaroide
Transparencia	traslúcido
Clivaje	perfecto; paralelo a{100}
Fractura	concoide
Formas	{010};{001};{100};{111}
Fluorescencia	no
Carácter	biáxico (-)
$\alpha: c$	10°
$2V\alpha$	$70^\circ - 79^\circ$
dispersión	-

Se realizaron análisis químicos con microsonda electrónica (Tabla 3). De acuerdo a los datos obtenidos, la relación Si/Al del mineral estudiado oscila entre 2,51 y 2,98 y coincide con los valores dados para el mismo mineral en la bibliografía. El reemplazo de Si por Al, considerable en esta ceolita según Harada *et al.* (1969), podría ser la causa de algunas de las relaciones más bajas.

En la fórmula estructural, los valores de Ca están comprendidos entre 1,54 y 2,47. Los otros cationes son: Na, Mg, Ti, Mn y Fe con máximos de 0,34, 0,21, 0,06, 0,05 y 0,04 respectivamente. No tiene K. Según Gottardi y Galli (1985), el Na casi siempre está presente con el Ca como el más importante de los cationes intercambiables, tal como sucede en este caso. La presencia de Mg se debería a inclusiones de esmectitas.

El diagrama de difracción por el método Debye Scherrer realizado con goniómetro mostró espaciados coincidentes con las fichas 18-274 y 18-274a (Bayliss *et al.* 1986).

Figura 4: Curvas de análisis térmicos de ceolitas de paso del Córdoba. **4a:** DSC de laumontita; **4b:** DSC y TGA de yugawaralita; **4c:** DSC de wairakita; **4d:** DSC de estilbita con estellerita.

En cuanto al análisis térmico diferencial, la curva obtenida (Fig 4b), muestra dos picos endotérmicos muy bien marcados; el primero a 265/270°C y el segundo a 440°C. Estos valores coinciden con los de la literatura.

Debe hacerse notar que, en algunos trabajos, se menciona una pérdida de agua estructural (H_2O) a 110°C. Esto no se observa en nuestro termodiagrama y coincide con lo mencionado por Eberlein *et al.* (1971), quienes al realizar un análisis de absorción en el espectro infrarrojo comprobaron que no hay indicación de agua estructural a la temperatura de 110°C.

En el análisis termogravimétrico (Fig 4b), se observa una pérdida de peso de 4% a 250°C y otra del 5% a 430°C. A partir de allí continúa la pérdida en peso de manera constante hasta los 900°C. La pérdida total es de 13%. Estos datos son semejantes a los suministrados por Eberlein *et al.* (1971).

Wairakita

Se encuentra en venas con yugawaralita en metabasaltos de la localidad PC2. En la localidad PC3B en venas y amígdalas con laumontita y también en amígdalas donde constituye el único mineral.

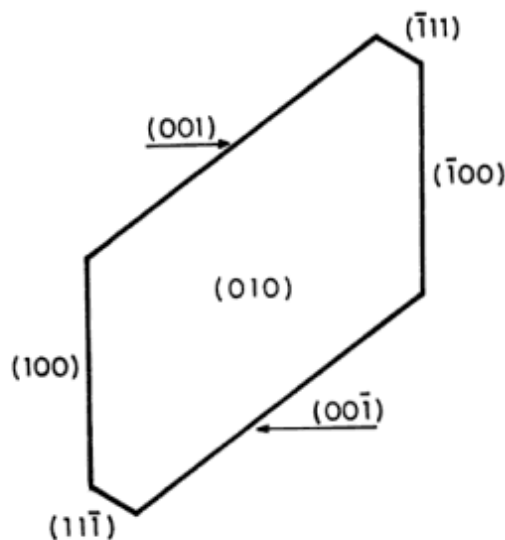


Figura 5: Esquema de un cristal de yugawaralita visto desde la dirección del eje cristalográfico b.

Fue determinada por difracción de rayos X, microscopía, análisis químicos y análisis térmico diferencial donde aparece en el mismo diagrama junto con yugawaralita ya que el análisis se efectuó sobre muestras de venas portadoras de los dos minerales que están intercrecidos.

Las formas cristalinicas observadas bajo el microscopio son pseudoctogonales y pseudoheptagonales; esto se ve claramente en las rocas de la localidad PC2. En la localidad PC3B se encuentra en amígdalas

monominerales y en otras acompañando a laumontita. Muestra características maclas polisi-ntéticas en dos juegos que se cortan aproximadamente en un ángulo de 90°; tiene muy baja birrefringencia y la figura de interferencia indica un $2V\gamma$ de 70°. Todos estos datos coinciden con los suministrados por Steiner (1955).

Los difractogramas de rayos X por el método Debye Scherrer coinciden con la ficha N7-326 (Bayliss *et al.* 1986) para wairakita.

La composición química (Tabla 3) muestra gran concordancia con los datos de Gottardi y Galli (1985). La relación Si/Al entre 2,16 y 2,35 está dentro de lo normal. La cantidad de Ca es algo más alta que la de la wairakita de Wairakei, Nueva Zelanda (Steiner, 1955). Presenta Na en escasa proporción, lo cual contribuye a equilibrar el mineral, según Gottardi y Galli (1985).

El termograma efectuado con calorímetro diferencial de barrido sobre una muestra de vena portadora de yugawaralita y wairakita, en la que no fue posible separar los minerales, debido a su tamaño microscópico, superpone los picos endotérmicos de ambos, notándose como muy pequeños los picos de 400°C y 550°C de wairakita (Fig 4c).

Heulandita

Esta ceolita fue determinada por microscopía, análisis químico con microsonda electrónica, y por difracción de rayos X.

Se encuentra principalmente acompañada por yugawaralita en la matriz de los basaltos de la localidad PC2, al sur de Lago Meliquina. En la localidad PC3B en las cercanías del arroyo Córdoba, se encuentra en una vena que corta a laumontita en una metandesita, donde las ceolitas más abundantes son laumontita y wairakita en amígdalas y venas.

Al microscopio, se destaca por su hábito fibroso y la presencia de abundantes inclusiones de mineral opaco. Muestra una figura biáxica positiva con un $2V$ casi siempre cercano a 0° aunque en algunos casos llega hasta 20°; la dispersión es fuerte $r > v$.

Los difractogramas de rayos X por el método Debye Scherrer coinciden con la ficha N 25-144 (Bayliss *et al.* 1986) para heulandita.

Se realizaron análisis químicos con microsonda electrónica (Tabla 3). La relación Si/Al < 4 indica que se trata de heulandita y no de clinoptilolita (Boles 1972); en nuestros ejemplares las relaciones varían entre 2,77 y 3,83. También la relación de Ca con respecto a los cationes monovalentes que es mayor que 1, corresponde a heulandita y no a clinoptilolita. Según Mason y Sand (1960) esta relación diferencia a esos dos minerales.

La cantidad de OCa en la muestra 1 de heulandita (Tabla 3), a pesar de ser elevada, es normal para

heulanditas del área, ya que en las cercanías del lago Aluminé, heulanditas del basalto de Batea Mahuida dieron un valor semejante (Latorre y Vattuone 1991).

Presentan algo de Mg y Fe, probablemente debido a las inclusiones de esmectitas y mineral opaco ya observados al microscopio.

El único catión monovalente encontrado es Na.

Estilbita

Se efectuaron análisis químicos por microsonda electrónica, difracción de rayos X y análisis térmico diferencial.

La estilbita se encuentra rellenando venas y diaclasas junto con estellerita (determinada por análisis térmico diferencial), y a veces reemplazando a laumontita en amígdalas de la localidad PC3B. Los individuos (Fig. 2e), presentan una longitud máxima de 0,5 cm.

Tabla 5: Propiedades físicas y ópticas

Hábito	fibroso - acicular
Color	blanco
Brillo	perlado a vítreo
Transparencia	trasparentes
Clivaje	perfecto; paralelo a{010}
Formas	{010};{100};{001};{101}
Fluorescencia	no
Carácter	biáxico (-)
α : c	12°
2V α	35°
dispersión	-
α : nD	1,487
β : nD	1,496
γ : nD	1,499

Las venas atraviesan las metandesitas en forma subparalela, en los afloramientos PC3 y PC3B, próximos al arroyo del Córdoba. Estas venas son posteriores a todas las otras ceolitas incluso a algunos individuos de calcita. Hay una nueva depositación de este mineral posteriormente a la estilbita y estellerita, lo que demuestra que existen dos generaciones de calcita.

Los difractogramas de rayos X por el método Debye Scherrer coinciden con la ficha N 26-584 (Bayliss *et al.* 1986) para estilbita.

Los análisis químicos (Tabla 3) muestran una relación Si/Al que varía entre 3,43 y 3,76. Estas estilbitas tienen entre 13% y 14% de Al₂O₃, en cantidades semejantes a la de las estilbitas de las andesitas de Villa La Angostura, Neuquén (Latorre y Vattuone 1994), y a las de Valcheta, Río Negro (Cortelezzi 1966). Entre los cationes intercambiables de la fórmula estructural predomina netamente el Ca, con cifras entre 4,48 y 4,86. En un solo caso la ceolita presenta Na y además impurezas de Fe y Ti. En cambio, en las estilbitas de la localidad de Batea Mahuida (lago Aluminé), hay presencia de K₂O debido

a que se formaron a causa de la alteración hidrotermal que actuó sobre feldespatos potásico, como se discutió oportunamente (Latorre y Vattuone 1991).

El comportamiento térmico de la estilbita se estudió con un calorímetro diferencial de barrido (DSC). El análisis muestra un gran proceso endotérmico que involucra la pérdida de agua con un pico en 200°C.; uno exotérmico con un pico en 510°C de menor magnitud. Este termograma (Fig. 4d) coincide con los de estilbita de la literatura (Koizumi 1953; Gottardi y Galli 1985).

Estellerita

Se encuentra en venas y como relleno de diaclasas, junto con estilbita, en los afloramientos de metandesitas PC3 y PC3B.

Fue determinada principalmente por difracción de rayos X. Los espaciados coinciden con los suministrados por Gottardi y Galli (1985).

Se realizó un análisis térmico diferencial sobre una muestra de cristales intercrecidos con estilbita y el mismo además de la presencia de estilbita, muestra el esbozo de un pico que comienza a partir de los 550°C, el cual podría corresponder a estellerita (Fig. 4d).

Las características químicas de este mineral que presenta sólo Ca como catión intercambiable y una relación Si/Al algo más alta que la estilbita, hacen muy difícil identificarlo por los análisis químicos, sobre todo en las localidades estudiadas por nosotros en Neuquén, donde la estilbita es rica en Ca.

Chabacita

Este mineral fue encontrado rellenando microamígdalas de formas circulares, con paredes que presentan esmectitas, en las metandesitas de la localidad PC3(B); fue determinado por difracción de rayos X y análisis químico.

Los difractogramas de rayos X por el método Debye Scherrer coinciden con la ficha N 34-137 (Bayliss *et al.* 1986) para chabacita.

Pudo obtenerse sólo un análisis químico por lo cual no se la incluyó en la Tabla 3. Muestra un 20% de H₂O, siendo los porcentajes de los óxidos presentes: SiO₂ 47,88; Al₂O₃ 12,24; CaO 14,94; Na₂O 3,48, con trazas de MgO, Fe₂O₃ y TiO₂. El análisis fue recalculado en base a 24 O y la relación Si/Al es de 3,33, la cual está dentro de lo normal para chabacita. El catión intercambiable más importante es el Ca con 2,77 átomos por celda unidad, lo cual es más alto que lo normal. El porcentaje de Si con respecto a Al dentro de los tetraedros es de 76%. Ello permitiría ubicar esta chabacita en el límite entre las chabacitas hidrotermales y las sedimentarias (Gottardi y Galli 1985). Por ser el Ca el catión dominante está más de

acuerdo con las hidrotermales que presentan una muy amplia variación química. Su asociación sólo con

esmectita en las amígdalas, permite suponer una formación a bajas temperaturas (Gottardi y Galli, 1985).

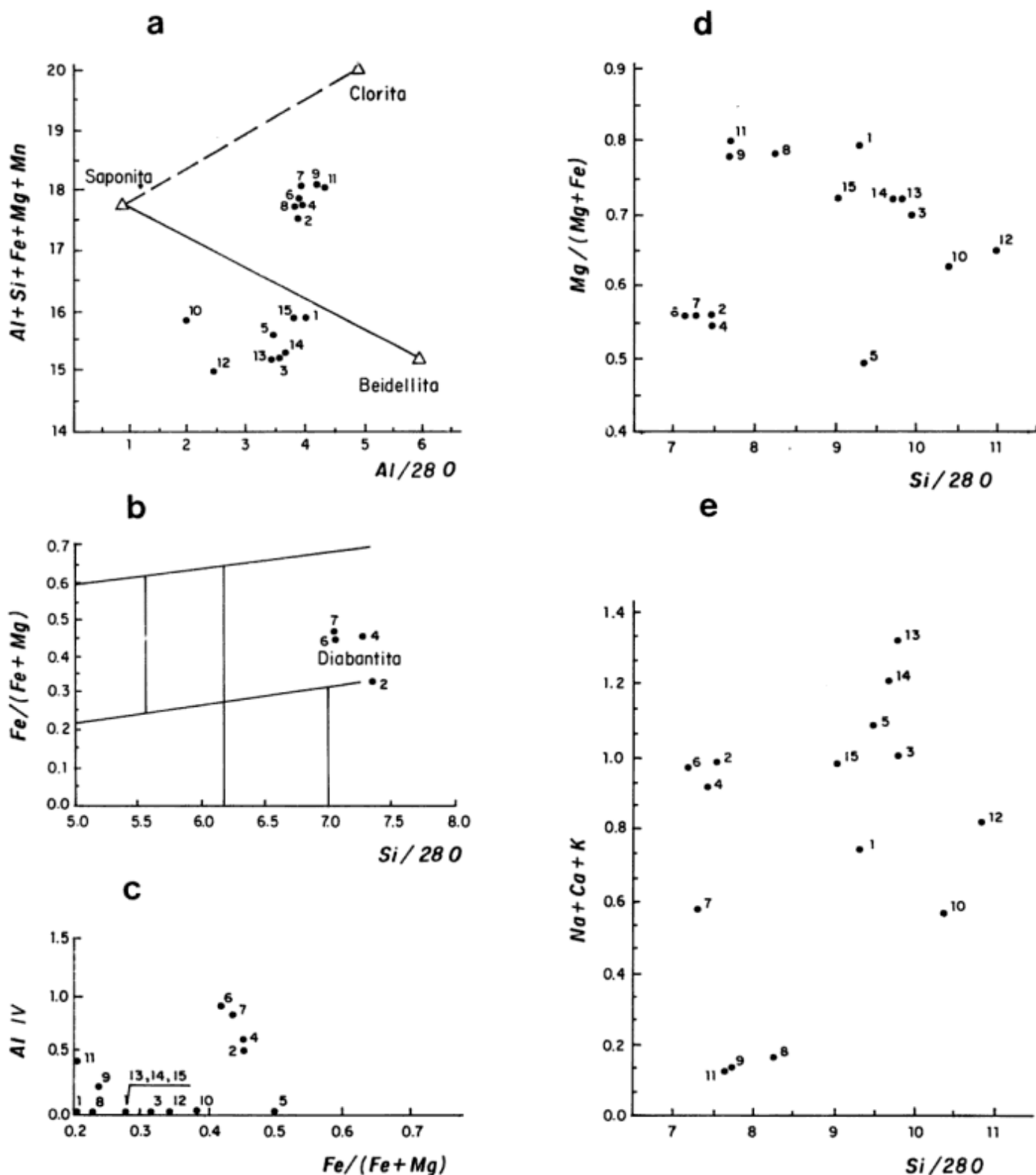


Figura 6: Representaciones en base a análisis químicos de los filosilicatos. **6a:** (Si=Al+Mg+Fe+Mn) vs. Al total/28 O; **6b:** Fe/(Fe+Mg) vs. Si/28 O. **6c:** Fe/(Fe+Mg) vs. Al IV; **6d:** Mg/(Mg+Fe) vs. Si/28 O. **6e:** Ca+Na+K vs. Si/28 O.

Mineralogía de los filosilicatos

Estos minerales se encuentran en todas las rocas de los afloramientos estudiados. Se trata de esmectita e interstratificados de clorita/esmectita (C/S). Microscópicamente se observan reemplazando a gran parte de la matriz y a veces a fenocristales. También rellenando venas que rodean a amígdalas con laumontita y/o wairakita. Otras veces se encuentran en amígdalas monominerales (Fig. 2f).

Ópticamente se distinguen dos tipos de filosilicatos: uno dispuesto en fibrillas paralelas de color verde claro, con pleocroísmo de verde claro a incoloro; el otro muestra un color verde amarillento y se presenta en cristales de hábito fibroso radial. Cada uno de ellos posee un color de birrefringencia particular: el primero, gris verdoso a levemente azulado, el segundo, castaño anómalo, típico del grupo de las "cloritas".

Teniendo en cuenta que, según dicen Schiffman y Fridleifsson (1991), la proporción de clorita en la clorita/esmectita es generalmente baja y su presencia puede ser detectada por análisis químicos con microsonda electrónica, mejor que por difracción de rayos X, se optó por aquella técnica para la determinación de los filosilicatos.

Los análisis químicos de las esmectitas de la matriz y de las amígdalas muestran esmectitas de baja temperatura en las rocas de todas las localidades y de alta temperatura (interstratificados C/S), en PC3 y PC3 B.

Las distinciones composicionales entre esmectitas y los interstratificados de C/S en base a los análisis químicos de la Tabla 3 se observan claramente en el diagrama de la Fig. 6a, donde se representa el total de cationes (Si+Al+Mg+Fe+Mn) vs. Al total/28 O.

Este diagrama según Schiffman y Fridleifsson (1991), permite distinguir entre dos series composicionales 1) un grupo de baja temperatura (< de 180° C) de esmectitas di/trioctaédricas que se encuentra entre los miembros extremos saponita y beidellita y 2) un grupo de mayor temperatura (>200° C) de esmectita trioctaédrica (saponita), interstratificados de C/S y clorita.

En la Fig. 6a, se deduce que hay dos tipos de filosilicatos que corresponden a cada uno de aquellos grupos.

Comparando lo observado en este diagrama con las características ópticas enunciadas precedentemente, se deduce que éstas evidencian el mayor o menor componente de esmectita en los filosilicatos. En el primer caso se trata de esmectita de baja temperatura (color de birrefringencia verde azulado) y en el otro (color de birrefringencia anómala) de interstratificados C/S con mayor o menor proporción de clorita.

Algunas de estas últimas (Tabla 3, Ej. 2, 4, 6 y 7) corresponden de acuerdo a su ubicación en el diagrama

Fe/(Fe + Mg) vs. Si/28 O (Fig. 6b), a la variedad de filosilicatos llamada diabantita que pertenece al grupo de las procloritas (Deer *et al.* 1967; Bettison y Schiffman, 1988). Si consideramos su contenido de Si (entre 7 y 8 cationes/28 oxígenos) vemos que los filosilicatos no serían clorita "pura", ya que ésta, según estos últimos autores no tendría más que 6,25 cationes de Si/28 oxígenos, pero se acercan considerablemente.

De acuerdo con el diagrama de Fe/(Mg+Fe) vs. Al^{IV} (Fig. 6c), claramente se separan también los dos grupos de filosilicatos. Los ejemplos 2, 4, 6 y 7, cercanos al extremo clorita, con mayor proporción de Al^{IV}, serían de mayor temperatura siguiendo el criterio de Cathalineu y Nieva 1985. Los ejemplos 9 y 11 con menor proporción de Al^{IV}, son interstratificados de C/S y se diferencian del resto, que no tiene Al^{IV}. Estos últimos, son sin duda, esmectitas de menor temperatura, ya que éstas, recalculadas en base a una estructura de clorita de Si/28 O, dan muy bajos valores de Al^{IV} (Bevins *et al.* 1991).

Si consideramos el diagrama Mg/Mg+Fe vs Si/28 O también los ejemplos 2, 4, 6 y 7 se separan del resto (Fig. 6d).

La cantidad de Ca presente en los filosilicatos máficos está de acuerdo con la proporción de esmectita en la clorita; según Bettison y Schiffman, (1988), que estudiaron la ofiolita de Point Sal, California, las asociaciones con filosilicatos que superan 0,10 cationes de Ca/28 oxígenos, es probable que no sean de clorita pura, ya que este mineral puede acomodar una mínima cantidad de Ca en su estructura. El diagrama de la Fig. 6e: (Ca+Na+K) vs. Si/28 O, muestra un grupo con mayor contenido de Si/28 O, que son las esmectitas y el de los interstratificados de S/C que tienen menor cantidad de Si. Los ejemplos 8, 9 y 11 aparecen como los de menor contenido de Ca. Lamentablemente, en nuestro caso el Ca no se puede tomar como patrón, ya que podría haber algo de ese catión como impureza mezclado con los filosilicatos porque el CO₃Ca es muy abundante en las rocas.

La relación Fe/Mg de los filosilicatos máficos que, según Evarts y Schiffman (1983), en la ofiolita de Del Puerto, California, se incrementaría con el aumento del grado metamórfico, no se cumple para la ofiolita de Point Sal, de Bettison y Schiffman (1988); y en nuestro caso se cumple en parte, ya que algunos de los filosilicatos que muestran mayor relación Fe/Mg son las esmectitas trioctaédricas/cloritas, indicadoras de mayor grado, (Ejs. 2, 4, 6 y 7), pero no son las únicas.

Discusión y conclusiones

En todos los ambientes petrogenéticos, la temperatura ha sido considerada como el control principal de la transición C/S en los filosilicatos máficos. La

transición ocurre con un paso intermedio representado por los interestratificados regulares o irregulares de clorita/esmectita. El porcentaje de clorita en la C/S aumenta generalmente con la temperatura (Shiffman y Friedleifsson 1991).

En sistemas hidrotermales, el pasaje de C/S parece ocurrir ya sea continuamente (Robinson *et al.* 1993; Schiffman y Friedleifsson, 1991), o discontinuamente (Schiffman y Staudigel 1995), estando caracterizado por fases mineralógicas que incluyen interestratificados C/S, las que pueden o no mostrar sobreposición.

Según estos últimos autores, en sistemas hidrotermales fósiles, con los datos texturales y mineralógicos, se pueden obtener estimaciones cualitativas útiles para conocer la mayor o menor participación de los fluidos en metabasitas metamorfizadas en bajo grado; por ej. muchas aureolas metamórficas donde la razón roca/fluido es alta, tienden a dar evidencias de asociaciones minerales de filosilicatos máficos con pocas fases mineralógicas.

Los autores anteriormente citados, en cambio, sostienen que la ausencia o la escasez de relictos ígneos en las metabasitas y la abundancia de tipos en los filosilicatos máficos, sería indicativa de una mayor interacción de fluidos con la roca de caja o sea baja relación roca/fluido. Esto permitiría la presencia de tipos mineralógicos diferentes en sectores de una misma roca, porque hubo local y repetidamente reacciones completas entre el fluido y las fases minerales, que permitieron que quedaran "escalones" (fases minerales) que constituyen etapas del pasaje de esmectita a clorita contribuyendo a una mayor variación de las asociaciones.

Esto ocurre en las rocas PC3 y PC3 B (metandesitas), donde no quedan relictos de minerales primarios y tenemos un tipo mineralógico de esmectitas de baja temperatura y otro de interestratificados esmectita/clorita de mayor temperatura en la misma roca, a veces en un mismo corte delgado, o sea mayor variación de fases.

En los metabasaltos (PC2), por ser un medio muy poco pervasivo, la interacción fluido/roca de caja ha sido baja y sólo encontramos en ellos, esmectitas de baja temperatura, quedando relictos de los minerales primarios.

Durante el metamorfismo hidrotermal se produjo el descenso de la temperatura y la presión, lo que se manifestó no sólo por la variación composicional que evidenciaron los filosilicatos máficos sino también por los cambios sufridos en los calcosilicatos acompañantes.

Además, la alteración de metandesitas y metabasaltos significó la pérdida de Ca, Mg y Fe de la roca elementos que pasaron a la solución intersticial de la cual han cristalizado los calcosilicatos y los filosilicatos. Las altas actividades de Ca y baja presión

de CO₂ favorecieron la formación de ceolitas cálcicas sin interferir en la formación de los filosilicatos.

Las ceolitas presentes: laumontita, wairakita, yugawaralita, heulandita, chabacita, estilbita y estellerita, corresponden a un metamorfismo hidrotermal de baja presión con facies de ceolita de alta y baja temperatura (Latorre y Vattuone 1995). El hecho de que todas las ceolitas sean predominantemente cálcicas, es indicativo de un alto gradiente geotérmico (Ijima 1988; Münch y Cochemé 1993).

En el caso que nos ocupa, las rocas de los afloramientos PC3 y PC3B aparentan haber sufrido las mayores temperaturas y presiones como consecuencia de las cuales se formó la asociación laumontita-wairakita, que indica valores máximos de 300° C y 3kbar. Estas rocas son las que poseen los interestratificados con mayor porcentaje de clorita en su composición indicativos de mayores temperaturas de acuerdo a la cantidad de Al^{IV} que presentan.

El estudio de los filosilicatos interestratificados de C/S, en las metandesitas, que acota mejor las temperaturas que esas ceolitas, sugiere que las mismas podrían haber llegado hasta un máximo de 250/260° C, ya que no existe clorita pura, de acuerdo con los análisis químicos, la que según Shiffman y Friedleifsson (1991), aparece a los 270° C. Estas temperaturas están de acuerdo con la formación de la asociación laumontita/wairakita (Frey *et al.* 1991).

Las temperaturas y presiones descendieron luego ya que se formaron heulandita, chabacita y posteriormente estilbita y estellerita junto a esmectitas di y trioctaédricas de menor temperatura (inferior a 200° C según los autores citados).

Por otra parte, en los afloramientos de los metabasaltos con yugawaralita, wairakita y heulandita, el filosilicato máfico acompañante consiste también de una mezcla de esmectitas tri y dioctaédricas. Estos filosilicatos indicarían temperaturas máximas de unos 200° C, las cuales acotan mejor a las determinadas previamente para los calcosilicatos acompañantes para los cuales se propuso una temperatura máxima de unos 230° C, a presiones menores de 1kbar (Latorre y Vattuone 1995) especialmente basadas en la presencia de yugawaralita que es un importante geotermómetro y geobarómetro (Zeng y Liou 1982)

Esto indica que el estudio de los filosilicatos máficos junto con el de los calcosilicatos puede contribuir a acotar más acertadamente el rango de los parámetros físicos que determinan las condiciones a las que se produjo el metamorfismo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con fondos del Subsidio Ex 276 de la Universidad de Buenos Aires y

utilizando instalaciones e instrumental de la Cátedra de Mineralogía del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas). Se agradece a los árbitros C. Casquet y R. Sureda los aportes que realizaron.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bayliss, P., Erd, D.C., Mross, M.E., Sabina, A.P. y Smith, D. K., 1986. Mineral Powder Diffraction File Data Book. Mrose, M.E. (Ed.), 1396 p. Pasadena.
- Bettison, L.A. y Schiffman, P., 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, 73: 62-76.
- Bevins, R., Robinson, D. y Rowbotham, G., 1991. Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and applications of the chlorite geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 711-721.
- Boles, J., 1972. Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some Heulandite group zeolites. *American Mineralogist*, 57, 1463-1493.
- Cathelineau, M. y Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 91: 235-244.
- Cortezzi, C., 1966. Estudio de wairakita y levynita en rocas del cerro China Muerta, Neuquén, República Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Geología*, 9 (70): 1-7.
- Dalla Salda, L., Leguizamón, M., Mazzoni M., Merodio, J., Rapela, C. y Spalletti, L., 1981. Características del vulcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 41° 20' S. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 629-657. San Luis.
- Deer, W., Howie, R. y Zussman, J., 1967. *Rock Forming Minerals*. Vol.4, 435 p. Ed. Longmans, London.
- Eberlein, G., Erd, R., Weber, F. y Beatty, L., 1971. New occurrence of yugawaralite from the Chena Hot Springs Area, Alaska. *American Mineralogist*, 56: 1699-1716.
- Evarts, R. y Schiffman, P., 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the del Puerto ophiolite, California. *American Journal of Science*, 283: 289-340.
- Frey, M., De Capitani, C. y Liou, J., 1991. A new petrogenetic gride for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 497-509.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Departamento Recursos Naturales y Energía, Fundación Bariloche, Publicación 16: 1-53.
- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la Evolución Geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3): 184-202.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1978. Geología de la Región de San Carlos de Bariloche. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33: 175-210.
- Gottardi, G. y Galli, E., 1985. *Natural zeolites*. 409p. Springer Verlag. Berlín.
- Harada, K., Nagashima, K. y Sakurai, K., 1969. Chemical composition and optical properties of yugawaralite from the type locality. *American Mineralogist*, 54: 306-309.
- Iijima, A., 1988. Diagenetic transformations of minerals as exemplified by zeolites and silica minerals - a Japanese view. En: Chilingarian, G. V. and Wolf, K.H., "Diagenetic 2", 147-211 pp. Elsevier. Amsterdam.
- Koizumi, M., 1953. The differential thermal analysis curves and the dehydration curves of zeolites. *Mineralogical Journal*, 1: 36-47.
- Kristmannsdóttir, H., 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C. En: Mortland, M.M. y Farmer, V. C. (Ed). *International Clay Conference 1978*. Elsevier, Amsterdam.
- Latorre, C. y Vattuone, M., 1991. Ceolitización en granitoides y vulcanitas del Lago Aluminé, Neuquén, República Argentina. 1° Congreso Uruguayo de Geología, 1: 191-197. Montevideo.
- Latorre, C. y Vattuone, M., 1993. Minerales metamórficos de muy bajo grado en vulcanitas terciarias de la Cordillera Nordpatagónica. *Low temperature metamorphism, Symposium, IGCP Project 294, Abstracts*. pp. 53-56. Santiago.
- Latorre, C. y Vattuone, M., 1994. Estilbita y clinoptilolita en la Serie Andesítica, La Angostura, Neuquén. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 3, pp. 183-189. La Plata.
- Latorre, C. y Vattuone, M., 1995. Asociaciones minerales de la facies de ceolita en Paso del Córdoba, Neuquén, República Argentina. *Actas 4° Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 287-294. Junín.
- Mason, B. y Sand, L.B., 1960. Clinoptilolite from Patagonia. The relationship between clinoptilolite and heulandite. *American Mineralogist*, 45: 341-350.
- Münch, P. y Cochemé, J., 1993. Heulandite-group zeolites in volcanoclastic deposits of the Southern Basin and Range province, Mexico. *European Journal of Mineralogy*, 5: 171-180.
- Rapela, W.C., Spalletti, L., Merodio, J.C. y Aragón, E., 1984. El vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino Patagónica, *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino*: 180-213. Buenos Aires.
- Robinson, D., Bevins, R. y Rowbotham, G., 1993. The characterization of mafic phyllosilicates in low-grade metabasalts from eastern North Greenland. *American Mineralogist*, 78: 377-390.
- Schiffman, P. y Fridleifsson, G., 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 679-696.
- Schiffman, P. y Staudigel, H., 1995. The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of La Palma, Canary Islands. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 487-498.
- Steiner, A., 1955. Wairakite, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral. *Mineralogical Magazine*, 30: 691-698.
- Tröger, W. E., 1979. *Optical Determination of Rock-Forming Minerals, Part 1. Determinative Tables*. pp. 199. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- Vattuone, M. y Latorre, C., 1994. Características mineralógicas y génesis de la laumontita de Chapelco, Neuquén. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 3: pp. 439-435. La Plata.
- Vattuone, M. y Latorre, C., 1996. Yugawaralita de Lago

- Meliquina. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación N° 5: pp. 251-256. La Plata.
- Vattuone, M. y Latorre, C. (en prensa) Minerales metamórficos de muy bajo grado en volcanitas de la Serie Andesítica; San Martín de los Andes, Neuquén. Revista Geológica de Chile.
- Zeng, Y. y Liou, J.G., 1982. Experimental investigation of

yugawaralite-wairakite, equilibrium. American Mineralogist, 67: 937 -943.

(Contribución de INGEIS N° 142).

Recibido: 19 de febrero, 1996

Aceptado: 22 de julio, 1996

Caracterización geomórfica y evolución del paisaje de un sector de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires

Fernando X. PEREYRA

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

ABSTRACT. *Geomorphological classification and landscape evolution in a sector of Sierras Australes, Buenos Aires Province.* The main geomorphological features of a sector of Sierras Australes (Buenos Aires province) are described. Fluvial processes (mainly formation of alluvial fans), mass wasting (creep and debrisflows) and wind action (deflation and accumulation) are responsible for the configuration of the landscape of the region. At least three alluvial accumulation events and equal number of loess deposition were recognized for the late Cenozoic times. The development of a planation surface of pre-Cenozoic age, and developed in Palaeozoic rocks, is postulated. This surface and the piedmont accumulations were affected by erosional events related to tectonic, climatic and eustatic events (Andean Orogeny and glaciations). Six major geomorphological units are recognized. Today the pedogenetic processes predominate whereas morphodynamic ones are low.

Introducción

Se estudia la geomorfología de un sector de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, las que poseen características distintivas respecto a otros sistemas de Sudamérica, que derivan de un específico arreglo de una serie de factores, entre los cuales se cuentan: a) una estructura y tectónica característica (proximidad a un margen pasivo), b) la proximidad al océano, y por lo tanto ser especialmente sensible a las fluctuaciones del nivel del mar, c) el comparativamente bajo relieve relativo y d) las condiciones bioclimáticas, clima mayormente templado y vegetación de pradera y estepa de gramíneas, imperantes en la región durante el Cenozoico tardío. Se encuentra comprendida entre los paralelos de 37° 30' y 39° S y los meridianos de 62° 30' y 60° 30' O (Fig. 1), abarcando alrededor de 4000 Km², en las provincias geológicas de Ventania y Llanura Interserrana (Rolleri 1975). Es un sistema serrano que incluye una serie de variadas litologías de edades paleozoicas: Grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó. Corresponden a ambientes deposicionales marinos litorales y continentales clásticos (incluyendo tillitas). Estas rocas habrían sido falladas y plegadas probablemente como consecuencia de la colisión de Patagonia con Gondwana (Ramos 1984), ocurrida en el Paleozoico tardío. La estructuración habría continuado

probablemente hasta el Triásico. Con posterioridad, tras un importante hiato en el cual predominó la calma tectónica, tuvo lugar la formación de un nivel pedemontano como respuesta a un ascenso, probablemente vinculado a la orogenia Andina y al desarrollo de la adyacente cuenca del Colorado. Como resultado de este ascenso se habría reactivado el sistema paleozoico fallas, acumulándose las potentes secuencias psefíticas miocenas (Fm. Brechas Cerro Colorado). El Cenozoico superior (Plioceno-Reciente) está representado por la intercalación de depósitos aluviales pedemontanos, formaciones Las Malvinas, El Aguila y Aguas Blancas y eólicos (loésicos), formaciones La Norma y Saavedra (De Francesco 1992).

Según diferentes autores (Schumm 1977; Gerrard, 1993), la morfogénesis tiene lugar principalmente en forma discontinua (episódica), existiendo períodos largos de relativa estabilidad, durante los cuales los sistemas están en equilibrio dinámico y en los cuales tiene lugar principalmente la pedogénesis, interrumpidos brevemente (comparativamente) por períodos de intensa actividad morfogenética. Un sistema que se encuentra en estado de equilibrio dinámico puede ser considerado como un medio "estable". En consecuencia, la zona puede ser caracterizada como un medio estable, en el cual la

estabilidad ha sido alcanzada en forma relativamente reciente. El principal aspecto que dimana de la misma, es la presencia de un balance morfogénesis-pedogénesis volcado decididamente hacia el segundo de los términos. Los factores bioclimáticos determinan en buena medida la presencia de suelos "zonales" (suelos climatogénicos), en este caso molisoles.

La zona, desde una aproximación morfoestructural, se encuentra comprendida dentro del Positivo Bonaerense (Yrigoyen 1975). Desde el punto de vista morfoclimático la región corresponde en la actualidad a una región húmeda de latitudes intermedias, con temperaturas medias comprendidas entre 10° C y los 15° C y precipitaciones que oscilan entre 600 y 1000 mm, con un régimen hídrico estacional, sin déficits extremos (Cappanninni *et al.* 1970). La cobertura vegetal es de tipo estepa herbácea, lo que sumado a la importante cobertura edáfica, influyen en la configuración del terreno. Asimismo presenta ciertas particularidades derivadas de la proximidad a una zona de condiciones climáticas semiáridas y la existencia de la zona montañosa, que han resultado en una comparativamente mayor actividad geomórfica.

En una zona compuesta por rocas paleozoicas plegadas, falladas y ascendidas, se desarrolló un ambiente de tipo pedemontano, probablemente a partir del Mioceno, el que presenta características distintivas respecto a otros del país, debido al tipo de evolución tectónica y a las condiciones climáticas imperantes durante distintos lapsos del Cenozoico tardío (condiciones subhúmedas-húmedas). Han sido reconocidas seis unidades geomórficas (véase Tablas 1 y 2) resultantes del accionar diferencial de la acción fluvial pedemontana, la remoción en masa y la acción eólica. La alternancia de las acciones fluviales y eólicas y de períodos de estabilidad morfogenética, dominados por la pedogénesis, constituye la principal característica del modelado de la región. El relieve preexistente ha influido decisivamente en la

distribución del loess y en los espesores que alcanza. La acumulación de cenizas volcánicas y la formación de calcretes han sido fenómenos relevantes por su influencia en la morfogénesis y pedogénesis. La actividad tectónica, vinculada a la orogenia Andina y a la apertura del Océano Atlántico y formación de la Cuenca del Colorado, si bien poco conocida respecto a su influencia en la morfogénesis para la región Pampeana, ha tenido un importante papel en la estructuración de la zona considerada. En la figura 2, mapa geomorfológico, se observa la distribución espacial de las diferentes unidades geomórficas.

Acción fluvial

El diseño de la red de drenaje posee características que responden a un bajo relieve relativo, destacando los cursos con alta sinuosidad y la presencia de una red poco integrada (salvo en el caso de los ríos Sauce Grande, al sur y Sauce Corto, al norte), la cual es funcional solamente en los casos de grandes inundaciones. El régimen de los cursos es de tipo permanente, generalmente torrencial, como respuesta a grandes precipitaciones. En la zona de la llanura los cursos presentan poca profundidad (menos de un metro), con laterales abruptos con cierto grado de "encajonamiento", lo que evidencia una acción de erosiva vertical, que puede exponer a los sedimentos "pampeanos". Los principales cursos de la vertiente norte presentan dos niveles de terrazas (de mayor extensión en los arroyos Sauce Corto y Curamalal Grande en el piedemonte norte), si bien dada la escala del mapa no pueden ser individualizadas en el mismo debido a la escasa extensión areal de las mismas. El hábito meandriforme de los cursos y su alta sinuosidad, son claros indicadores del tipo de carga mixta que transportan: en suspensión y de lecho (Schumm 1977). El diseño de la red en la zona de llanura y en la pedemontana, es paralelo a dendrítico. La densidad de drenaje en el sector de la llanura, es baja, lo que probablemente evidencia, entre otros factores señalados como causales por diversos autores (véase Summerfield 1991), la naturaleza del sustrato (loess y cubierta edáfica, con vegetación de estepa), que favorece la infiltración. La morfogénesis fluvial en la actualidad se restringe a una limitada incisión vertical, migración de meandros y ensanchamiento de los cauces (por erosión lateral que provoca movimientos de remoción en masa).

Los depósitos pedemontanos forman un nivel más alto, correspondiente a un período más antiguo y, parcialmente encajado en él se reconoce un nivel más bajo y externo. Los abanicos presentan sus formas típicas en planta y en corte transversal, pendientes medias de 20 a 10 m/km, poco potentes, pequeñas

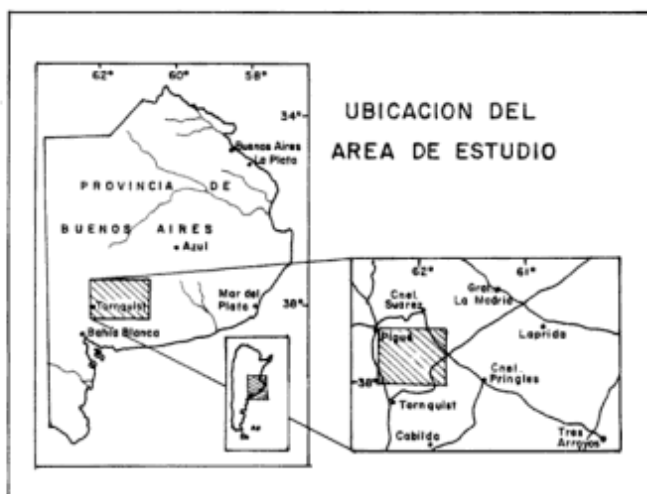


Figura 1: Mapa de ubicación.

Tabla 1: Procesos geomórficos actuantes.

UNIDAD GEOMORFICA	PASADOS	ACTUALES
SERRANA	REMOCION EN MASA, METEOR. Y FLUVIAL	REMOCION EN MASA, METEOR. Y FLUVIAL SUBORDINADO
VALLES INTERMONT.	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA
PIEDEMONTE ANTIGUO	REMOCION EN MASA Y FLUVIAL	REMOCION EN MASA (REPTAJE)
PIEDEMONTE MODERNO	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA	REPTAJE DE SUELOS Y FLUVIAL SUBORDINADO
PLANICIE DE DEFLACION Y ACUMULACION EOLICA	EOLICO Y FLUVIAL SUBORDINADO	REPTAJE DE SUELOS, EOLICO, FLUVIAL Y LACUNAR SUBORD.
FAJAS ALUVIALES	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA SUBORDINADO	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA SUBORDINADO

dimensiones y generalmente algo elongados. Son resultado principalmente de esporádicos flujos densos (*debris flow*), los que han incorporado material loésico y rocas paleozoicas, observándose, aguas abajo, la disminución del tamaño de grano. El escurrimiento encauzado, activo el resto del tiempo, profundiza los depósitos precedentes. Es característico de este tipo de abanico la presencia de una importante cobertura edáfica y vegetal, con alto contenido de materia orgánica y paleosuelos, situación observada en diferentes cursos del piedemonte de la sierra de Bravard, por ejemplo en los arroyos 27 de diciembre, Cortaderas, San Antonio. La presencia de suelos enterrados evidencia la acción de ciclos constructivos recurrentes y pone de manifiesto la existencia de largos períodos de estabilidad con predominio de la pedogénesis (condiciones apropiadas para el desarrollo de horizontes argílicos).

Los cursos originariamente tenían un hábito anastomosado (evidenciado por los paleocauces), notándose una tendencia al aumento de la sinuosidad, hacia tipos meandriformes, situación particularmente evidente en los arroyos Sauce Corto, Curamalal Grande y Pillahuincó chico. Los altos valores de sinuosidad de los cursos fluviales en el piedemonte y en

Tabla 2: Principales procesos y geoformas en sierras australes.

PROCESO GEOMORFICO	ACCIONAR Y MODALIDAD	GEOFORMA PRINCIPAL
ETCHPLANIZACION		SUPERFICES DE PLANACION REGIONAL
FLUVIAL	EROSIVO	PLANICIES ALUVIALES
	AGRADACIONAL	TERRAZAS
	EROSIVO	ABANICOS ALUVIALES (BAJADAS)
	AGRADACIONAL	LOBULOS Y "TERRAZUELAS"
REMOCION EN MASA	FLUJOS DENSOS	CONOS Y CARPETAS
	SOLIFLUCCION	
	DESIZAMIENTOS Y CAIDAS	
EOLICO	REPTAJE	
	EROSIVO	CUBETAS
	AGRADACIONAL	PLANICIES LOESSICAS

la llanura pueden responder a diversas causas: 1) las variaciones climáticas, ocurridas en el Cuaternario; 2) la existencia de una pendiente regional generalmente baja; 3) las interferencias ocasionadas en el drenaje debidas a los diversos eventos de acumulación de loess (que suavizan el relieve preexistente, desorganizando la red de drenaje). La red se encontraría en la actualidad evolucionando, si bien lentamente por el bajo potencial morfogenético, hacia una mayor integración. Se plantea como posible otro factor más. Schumm (1986), plantea que en respuesta a movimientos tectónicos sísmicos o asísmicos, los cursos fluviales que fluyen entre bancos construidos por sí mismos, pueden experimentar cambios en la carga, caudal, pendiente y geometría. Algunos efectos son el desarrollo de un hábito meandriforme, ensanchamientos o estrechamientos locales, formación de depresiones anómalas (con formación de pequeños bajos pantanosos), curvas abruptas de los cursos, etc. Estas características son comunes en los cursos de la región. La tectónica puede expresarse por fallamiento y plegamiento, que pueden carecer de expresión en superficie, especialmente si la cobertura es poco competente (la deformación en superficie se resuelve por una compactación diferencial). Las causas de movimientos esencialmente verticales de intraplaca responden a distintos orígenes: 1) movimientos epirogénicos vinculados a deformaciones presentes en los límites de placas y 2) la presencia de ascensos astenosféricos. La orogenia Andina y la apertura del

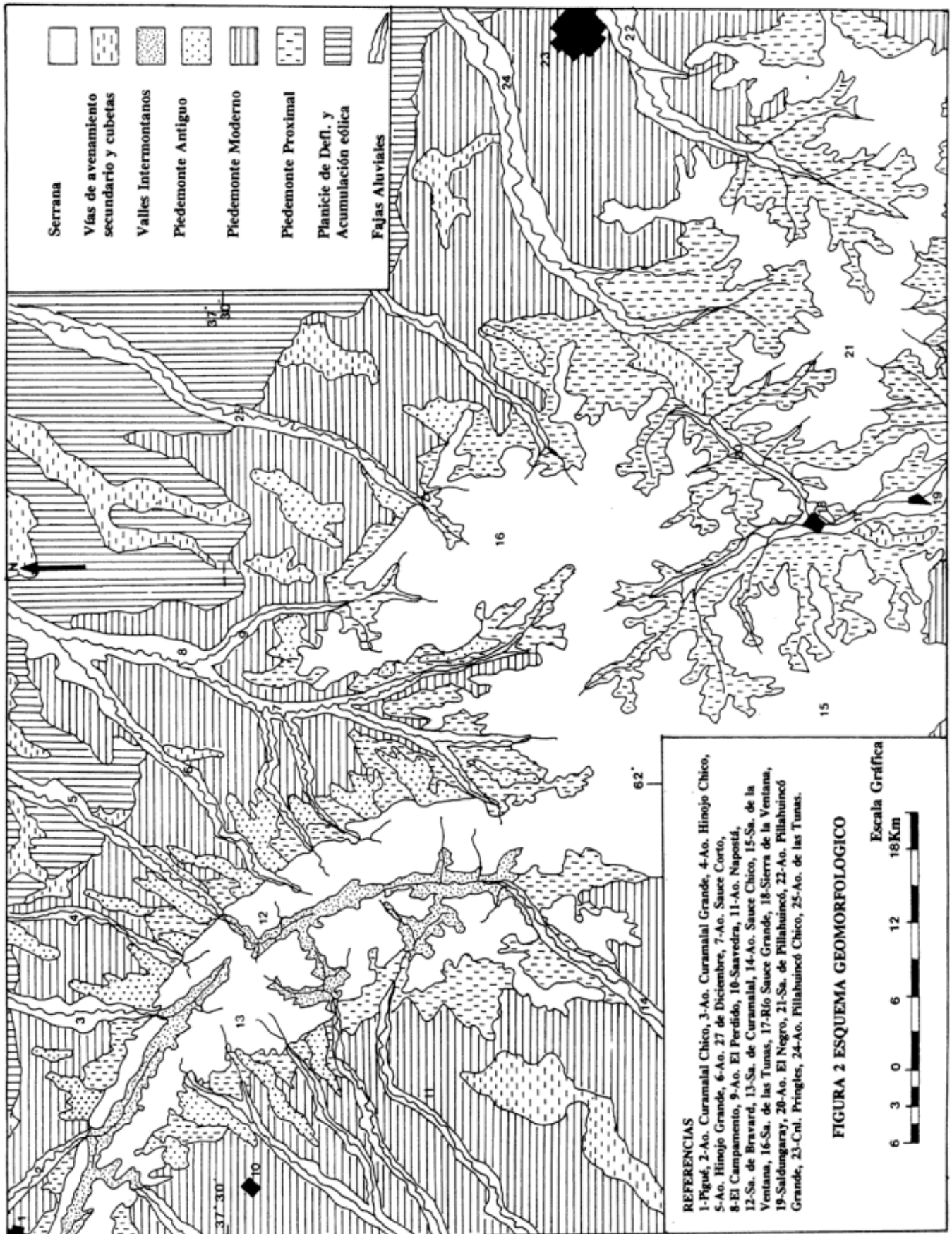


Figura 2. Esquema geomorfológico.

Océano Atlántico parecen haber sido las principales causas del ascenso cenozoico de las Sierras Australes, favorecida por las estructuras paleozoicas, las que fueron reactivadas. En la formación de la vecina Cuenca del Colorado, Kostadinoff y Font (1984), señalan la existencia de un defecto de masa no compensado isostáticamente ubicado debajo del eje de las sierras, que puede producir basculamientos y movimientos relativos en el proceso de acomodamiento. El resultado de los movimientos es la variación de las pendientes de los cursos, produciéndose una perturbación en el patrón de drenaje. En la región parece haber tenido lugar un ascenso en la zona pedemontana que ocasionó una mayor incisión vertical y migración de los meandros aguas abajo. Asimismo, al no variar sustancialmente la carga se produjo un aumento en la sinuosidad de los cursos. La respuesta del sistema fluvial es compleja (Schumm 1977), por lo que las características de los cursos no son totalmente equivalentes. Se suma el efecto de la probable repetición de eventos de deformación, lo que complica aún más la respuesta del sistema fluvial. Lo planteado recientemente por Quattrocchio *et al.* (1995), respecto a la existencia de evidencias de neotectónica en el sector del río Sauce Chico, al sur de la zona estudiada, apoyaría lo aquí planteado.

En el sector montañoso, los cursos poseen mayores gradientes, numerosos resaltes en su perfil longitudinal y marcado control estructural. El diseño predominante es rectangular angular a subdendrítico (según la litología aflorante). La densidad de drenaje es mayor que en la zona de llanura y piedemonte, especialmente en la zona de esquistos. Los valles intermontanos presentan cursos principales subsecuentes, paralelos a la estructura (controlados por sistemas de fallas y diaclasas). Los fenómenos de capturas son frecuentes en la zona serrana y se deben a fenómenos de erosión retrocedente que producen una mayor integración de la red. En general, a favor de una mayor pendiente regional, hay una tendencia creciente a la incorporación por capturas, de mayor cantidad de cursos a la cuenca del río Sauce Grande.

Superficie de planación

En la zona estudiada se ha observado una superficie de planación regional (en el sentido no genético planteado por Ollier y Clayton 1981) que se encuentra fragmentada y se ha labrado en todas las litologías que conforman las sierras. La concordancia de cumbres y niveles interfluviales es claramente observable en numerosos sectores de las sierras. La desigual constitución litológica de las sierras (ortocuarcitas y esquistos), ha resultado en un distinto grado de erosión

posterior al levantamiento por lo que pueden apreciarse diferencias en los grados de incisión vertical, pendientes y agudeza de las divisorias. Asimismo la superficie trunca estratos y estructuras de diferentes edades y características. Finalmente, la adaptación progresiva de los cursos, a través de capturas, a la estructura geológica (se vuelven dominantes los ríos subsecuentes) y la magnitud de las superficies, constituyen otros elementos diagnósticos más (Thornbury 1960; Summerfield 1991). Estas características son observables principalmente en las sierras de Pillahuincó y de las Tunas, y en menor medida en las de Bravard y Curamalal. Se desarrolla principalmente en cotas del orden de los 600-700 m, encontrándose mejor preservada en los sectores en los cuales afloran filitas, esquistos y micacitas. Asimismo se observan remanentes de la superficie en cotas mayores (900 m aproximadamente), principalmente en las sierras de Bravard, Curamalal y Ventana. Esta situación estaría motivada probablemente por un comportamiento diferencial respecto a la erosión por la existencia de rocas más resistentes y un movimiento tectónico diferencial que podría haber fragmentado la superficie.

Se considera que esta superficie es resultado del accionar de varios procesos durante largos períodos de tiempo, evolución característica de un régimen cratónico (Fairbridge y Finkl 1980). El mismo comprende una secuencia repetida de exhumación y soterramiento de los cratones, constituyendo superficies poligenéticas, en las cuales predominan los procesos de "etcheplanación" ("grabado"), la pediplanación y la acción fluvial, debidas a la alternancia de climas. La primera, en etapas talasocráticas (afines a la biostasia), con dominante meteorización y la segunda, correspondiente a eventos comparativamente cortos, rehistóricos (ante una tectónica activa o condiciones bioclimáticas más "agresivas"). Twindale y Vidal Romani (1994), plantean que este proceso es en realidad más complejo y consiste en múltiples etapas, en las cuales la estructura de los cratones juega un papel importante. Los períodos talasocráticos implican una dominante calma tectónica, en la región es posible apreciar la existencia de períodos largos de relativa calma estructural; desde la finalización de la orogenia vinculada a la colisión de Gondwana con la Patagonia (ubicada tentativamente por Ramos 1984, en en Devónico-Carbónico Temprano), hasta la apertura del Océano Atlántico y desmembramiento de Gondwana (Jurásico temprano), hay un intervalo de por lo menos 50 m.a. de relativa calma tectónica. Además, la posición de este sector respecto de los bordes del supercontinente era de intraplaca, y por lo tanto, lejano al nivel de base general; situación que favorecen las condiciones de planación regional (Summerfield 1991). La posición de Gondwana en lo referente a la

paleolatitud varió grandemente, teniendo este sector una posición más subtropical. Estas condiciones morfoclimáticas pasadas pudieron haber creado las condiciones para procesos de lavado rápido de gran escala de depósitos de meteorización. En los últimos tiempos se ha abordado el tema de la antigüedad de las georformas y potencial de preservación de las mismas, especialmente para el caso de ambientes cratónicos, como resultado de los cuales se ha planteado la posibilidad de una mayor preservación de las mismas involucrando largos períodos (Nott 1995), lo que apoyaría lo planteado.

La carencia de trabajos sobre la tectónica postcolisional de la región, desde una aproximación moderna, hace que lo planteado tenga un carácter tentativo. Todo lo que se intenta hacer es señalar la presencia de esta superficie, la existencia en el pasado de condiciones propicias para su formación y la multiplicidad de procesos que pueden haber actuado para su formación. Mucho más trabajo debe ser realizado al respecto, hasta que se pueda contar con un esquema coherente de evolución geomórfica del país, en relación a la tectónica global.

Acción eólica

Su accionar es importante, tanto en forma agradacional (relieve loésico) como erosivo (formación de cubetas). Se observan numerosos bajos, muchos de los cuales se encuentran ocupados por cuerpos someros de agua, generalmente asociados a una vegetación especializada y asociaciones particulares de suelos (natracuales y natracualfes), que se deberían a la acción erosiva del viento (deflación), si bien también habrían actuado otros procesos (remoción en masa y escurrimiento superficial). Presentan dimensiones variables, comprendidas entre unas pocas decenas de metros y 2 km. Sus contornos son regulares y su forma en planta es oval. Se observan cordones de acumulación eólica de material más grueso en los bordes de las mismas. El eje mayor de estas depresiones suele tener rumbo N-S o NO-SE, pudiendo coalescer y formar depresiones de mayores dimensiones y contornos irregulares (constituyen niveles de base locales). La profundidad de las cubetas, varía entre 1 m y 4-5 m, como máximo, y las pendientes de los laterales no superan los 3°. Con la distancia a la zona serrana, aumenta la cantidad y tamaño de las cubetas. La mayor parte de las cubetas muestran disposición radial respecto a las sierras (según el diseño de la antigua red de drenaje). Los aspectos que han incidido en la distribución de las cubetas son: a) la compactación diferencial de una cobertura loésica de diferentes espesores, b) la presencia de una red de drenaje previa (existencia de un relieve cóncavo previo), c) la existencia de fenómenos de disolución

(kársticos) de los niveles de tosca y d) la infiltración diferencial en sedimentos limosos.

El impacto morfológico del loess se materializa principalmente a través de la modificación del paisaje preexistente ya que carece de morfología propia. El grado de modificación es producto de la potencia del loess, el relieve preexistente, la exposición, la cobertura vegetal y la historia postdeposicional. La depositación del loess ha generado un paisaje suavemente ondulado con crestas y depresiones alineadas en forma transversal a la dirección de los vientos competentes (del sudoeste). Más llamativas son las formas erosivas postdeposicionales. Debido al cemento y textura, el material posee un alto grado de cohesión y puede formar paredes subverticales en los cursos fluviales y cárcavas (por ejemplo en el arroyo Cortaderas supera los 4 m de profundidad). Ante fuertes precipitaciones o la acción de erosión lateral producida por los cursos fluviales, tienen lugar caídas de material y deslizamientos.

Remoción en masa

Presenta gran variedad de tipos de movimientos, alcanzando mayor desarrollo areal en el pasado, lo que se debería a: 1) la existencia de una importante cobertura vegetal y edáfica actúa en la actualidad como un importante moderador de la actividad gravitacional, 2) la depositación del loess, ha tenido el mismo efecto, dado el carácter mantiforme de los mismos y 3) la ausencia de una tectónica activa de magnitud en tiempos recientes ha inhibido también la acción de la remoción en masa. Los depósitos más antiguos, alcanzan importante desarrollo, sin embargo, en virtud de su antigüedad y la cobertura loésica, sus morfologías originales no son apreciables en la actualidad. Los mismos se encontraban asociados a eventos mayores de levantamiento de las sierras y cambios climáticos importantes. La tipología de los diversos depósitos fue realizada sobre la base de la clasificación de Varnes, modificada (1978, en Summerfield 1991).

Las lomas más altas, que conforman el nivel pedemontano más antiguo, están integradas por depósitos de *debrisflows* (flujos de detritos). Estratigráficamente pueden ser atribuidos a las formaciones El Aguila, La Toma y Aguas Blancas, cubriendo un amplio rango temporal (Plioceno a Holoceno). En las cercanías del puente de la ruta provincial que une el paraje del Campamento con Pigué, en el arroyo 27 de Diciembre, destaca una loma de mayor altura que el paisaje circundante. En la misma aflora, en un corte del camino, unos depósitos de hasta 5 m de potencia de conglomerados. Estos son caóticos, con bloques de hasta 40 cm de diámetro,

angulosos a subangulosos, esencialmente cuarcíticos, aunque también los hay esquistosos, en este último caso de menores dimensiones. Poseen abundante matriz arenosa y gravillosa, con clastos de cuarcitas, areniscas y rocas plutónicas. En menor proporción, hay también material limoso (loess) y arcilloso. El depósito no presenta estructuras sedimentarias, salvo en aquellos sectores donde se observa una laminación de gravas y arenas; pudiendo atribuirse estos, a la acción fluvial marginal a la remoción en masa o a la cola, más fluida, del flujo. Tanto los clastos como la matriz, presentan importante cementación y pátina carbonática.

Aflorando parcialmente en los laterales de los principales cursos fluviales (por ejemplo Hinojo Grande, Curamalal Grande y Chico, etc.), se han reconocido depósitos en forma de lentes, o en los casos en que se encuentran totalmente descubiertos, lenguados, correspondientes a *debrisflows*, que presentan bloques de hasta 0,5 m. Estos depósitos serían mucho más modernos que los tratados en forma precedente, ya que su depositación se encuentra vinculada al relieve existente en la actualidad, encauzados en los valles fluviales. La matriz suele ser limo-arenosa y presentan evidencias de calcretización. Pueden presentar cierto grado de retrabajo fluvial. Estos conglomerados pueden ser asimilables a la Formación Aguas Blancas. Los depósitos atribuibles a *mud flows*, son menos frecuentes y de menor desarrollo areal, no constituyendo elementos morfológicos destacados.

En la actualidad el proceso más frecuente y extendido a toda la región estudiada, es el reptaje, tanto de suelos como de detritos rocosos (este último caso frecuente en la zona serrana, intermontana y pedemontana proximal). El reptaje tiene como consecuencia morfológica, el suavizamiento de las pendientes, así como la generación de segmentos convexos en las mismas. El movimiento es lento (del orden de mm por año) y tiene lugar esencialmente por la acción de sobrepeso del material suprayacente, sobre el material no consolidado que tapiza las pendientes. El fenómeno de *frost heaving* puede volverse más importante en los lugares más altos, en los cuales se dan las condiciones para el congelamiento temporario del agua intersticial durante algunos meses del año. La principal evidencia de reptaje es la existencia de una importante carpeta detrítica que tapiza gran parte de los afloramientos rocosos y pedemontanos más antiguos. La litología esquistosa y el importante diaclasamiento y fracturación de las rocas paleozoicas, favorecen al reptaje. En cambio, las areniscas y cuarcitas, son mucho menos susceptibles a este tipo de movimientos, lo cual marca una manifiesta diferencia en el aspecto de las pendientes de la zona serrana, según sea la litología predominante.

Los flujos de tierra (o corrientes de tierra) son

fenómenos característicos de la región, encontrándose ampliamente distribuidos. Implican el movimiento esencialmente de suelos, que tienen lugar como respuesta a precipitaciones importantes. La rápida colonización vegetal y edafización de estos depósitos oblitera parcialmente sus evidencias morfológicas: cicatriz o muesca correspondiente a la zona de arranque, albardones laterales y acumulación distal. Poseen escaso desarrollo areal. Figueroa (1968), reconoce en las cercanías del arroyo El Loro (tributario del Sauce Grande, en la zona intermontana) y zona del abra de la Ventana, acumulaciones de material detrítico grueso, mezclado con material edafizado más fino, al pie de las pendientes (20° a 30° de inclinación), que atribuye a procesos recurrentes de soliflucción. El resultado morfológico, observado en numerosos sectores de la zona serrana, es la existencia de un cierto escalonamiento de las pendientes (formación de pequeñas terrazuelas). En la zona serrana e interserrana son frecuentes también, los deslizamientos planares de rocas y de detritos y, en menor medida, las "caídas de rocas". Acumulaciones debidas a deslizamientos fueron observadas en la zona del abra del Hinojo, en la cual se apreció el apilamiento distal, poco vegetado aún, compuesto por material detrítico grueso (anguloso), de composición esquistosa, loess poco edafizado y suelos, intermezclados. Las evidencias de reactivación de movimientos de remoción en masa debidas a la actividad antrópica (principalmente vinculadas a la agricultura) son particularmente notorias en algunos sectores de la región estudiada, particularmente en la zona pedemontana.

Descripción de las unidades geomórficas

Unidad Geomórfica Serrana

Corresponde a la superficie de planación regional, que involucra a las sierras de Bravard, Curamalal, Las Tunas, Pillahuincó y sectores de la de Ventana. La mayor o menor preservación y grado de erosión se encuentran relacionada con diferentes grados de disección fluvial, diferencias litológicas de las rocas aflorantes y la existencia de movimientos tectónicos diferenciales y/o desfasados en el tiempo entre los distintos bloques serranos. Los principales procesos geomórficos actuantes en el pasado, han sido aquellos de tipo endógenos, causantes del fallamiento y plegamiento. Si bien escapa a los objetivos del presente estudio, es prácticamente imposible establecer una secuencia de acontecimientos ya que hasta el presente se carece de un esquema de evolución tectónica de la región para el lapso Mesozoico-Cenozoico. A este

paisaje tectónico se le sobreimpuso el ciclo fluvial y la acción de la meteorización. En la actualidad los procesos actuantes son la remoción en masa (reptaje, deslizamientos, caídas de rocas y flujos) y la acción fluvial (erosiva y agradacional). Las pendientes suelen superar los 45° y son frecuentes las caras libres rocosas subverticales. La pedogénesis se encuentra restringida y son frecuentes los sectores sin cobertura vegetal ni edáfica. Se ha distinguido también, una faja adosada al frente montañoso en la que el proceso predominante es la remoción en masa, y especialmente el reptaje (de suelos y de detritos rocosos). La cobertura loésica es de espesores variables y se encuentra mezclada con material más grueso (esencialmente por remoción en masa). Las pendientes son también altas (más de 20°), particularmente en la sierra de Bravard. La acción erosiva fluvial (rills, cárcavas y cauces efímeros) también es importante, si bien se encuentra más localizada, generalmente, en las salidas de pequeñas cuencas de orden 2 y 3 ubicadas en la zona montañosa. En respuesta a precipitaciones intensas se producen pequeños conos aluviales que progradan en el piedemonte, sepultando los suelos de esos sectores.

Unidad Geomórfica Valles Intermontanos

Presentan marcado control estructural, siendo los mayores paralelos a la estructura (subsecuentes). En las sierras de Bravard y Curamalal son también comunes los valles transversales ("abras"). Los cursos fluviales que surcan estos últimos, han protagonizado capturas de los arroyos de tipo subsecuente, integrando la red de drenaje del sistema serrano con el ambiente pedemontano y la llanura. Los depósitos correspondientes a las planicies aluviales y abanicos aluviales son de dimensiones variables, pero generalmente son pequeños. Son sumamente irregulares, si se comparan con aquellos de las zona pedemontana debido principalmente al escaso espacio disponible para la acumulación. El espesor de los depósitos es poco importante y en los mismos se evidencia la participación de la acción fluvial y de la remoción en masa. En la actualidad la actividad geomórfica se restringe al reptaje de suelos y de detritos y a la incisión vertical de los principales cursos fluviales. A los flujos rápidos de tipo *mudflows* y *debrisflows*, se suman las corrientes de tierra, deslizamientos de rocas y detritos, el reptaje y la solifluxión. La cobertura loésica presenta espesores variables, según la orientación y la altura de los valles. El relieve relativo es importante para la región así como la inclinación de las pendientes.

Unidad Geomórfica Piedemonte Antiguo

Se encuentra representada en el flanco norte de la sierra de Bravard y en sectores aislados de las sierras

de la Tunas y Pigué. Presenta una cota superior a los niveles pedemontanos más modernos, destacando claramente del paisaje circundante (cotas entre 350 y 280 m). Son lomas pronunciadas, cuyas pendientes pueden alcanzar los 15°, de composición conglomerádica (fluviales y de remoción en masa). Presentan importante cementación carbonática y la cobertura edáfica en los sectores apicales es reducida. El espesor del loess aumenta gradualmente pendiente abajo y paralelamente lo hace el grado de desarrollo de los suelos. Esta unidad agrupa geoformas de diferentes orígenes y edades. De todas maneras el agrupamiento tiene el sentido de englobar todas aquellas geoformas propias de un ambiente pedemontano. Estas geoformas fueron sometidas a un evento erosivo mayor, anterior a la depositación del loess "postpampeano", el cual se adaptó al relieve preexistente, y a la formación del nivel pedemontano actual. En la actualidad, los procesos geomórficos son el reptaje de suelos y cierto grado de erosión hídrica, tanto por flujo difuso como por encauzado, observándose rills.

Unidad Geomórfica Piedemonte Moderno

Constituye la principal unidad por su extensión areal (incluyendo la subunidad piedemonte proximal, véase mapa geomorfológico). Destacan los abanicos aluviales, que coalescen formando una "bajada" atípica, debido a las características morfoclimáticas imperantes durante su formación. Los abanicos presentan longitudes del orden de los 10 km. Su perfil longitudinal es generalmente cóncavo, sí bien presentan quiebres. Este paisaje se ha "encajado" en el preexistente. En la formación de los abanicos aluviales han participado la acción fluvial (*streamflows*) y la remoción en masa (flujos densos). Esta última ha sido más importante en el pasado, posiblemente coincidiendo con períodos en los cuales el clima era más seco y frío. Este ambiente ha sido cubierto por loess (en por lo menos tres eventos mayores), lo que, sumado a la deflación eólica, modificó parcialmente el relieve preexistente, interfiriendo en el accionar del proceso fluvial (obturando parcialmente y modificando el diseño de la red de drenaje de los abanicos aluviales, originalmente de tipo distributivo). Son frecuentes los paleocauces parcialmente cubiertos por loess (por ejemplo en el arroyo 27 de diciembre). El relieve de esta unidad presenta suaves ondulaciones. Las lomas se encuentran generalmente controladas por bancos de tosca, los que han sido erosionados parcialmente, por lo que puede inferirse que ha existido uno o más eventos de erosión del paisaje de los abanicos. En la actualidad la acción fluvial encauzada es poco importante mientras que el reptaje de suelos y el escurrimiento difuso mantiforme constituyen los procesos geomórficos más activos en la actualidad; si bien

bastante atemperados por la importante cobertura vegetal y edáfica que caracteriza a esta unidad. Las pendientes son bajas, así como el relieve relativo. Las características enumeradas, se encuentran mejor expresadas en el sector de la sierra de Bravard. La zona del piedemonte de las sierras de las Tunas y Pillahuincó posee pendientes menores y una mayor representación relativa de la cobertura loéssica (menor dinámica fluvial).

En la región estudiada los niveles de calcretes ("tosca") se encuentran distribuidos extensamente, ocupando distintas posiciones dentro del paisaje y encontrándose en diferentes unidades geomórficas, si bien predominan en la Unidad piedemonte moderno. Presentan coloración blanquecina 10 YR 8/1 a 5 YR 8/1. La situación más frecuente es la presencia de niveles de tosca en posiciones altas en las lomas, tanto de los niveles pedemontanos antiguos como en los modernos, en los valles intermontanos y en la planicie de deflación y acumulación eólica. Por encima se han acumulado los sedimentos loéssicos "postpampeanos", generalmente delgados y con suelos poco desarrollados. Tal situación permite descartar un origen pedogenético "simple" para estos niveles de tosca. Sus espesores varían entre pocos centímetros hasta aproximadamente un metro. Su morfología y micromorfología es también variada, pudiendo ser pulvulentos, laminares o estratificados y también de tipo calcrete con rodados y nodular-acrecional, con muñecos y otras concreciones, hasta brechoso. En algunos casos se observa el desarrollo de verdaderos perfiles de calcretes, lo que indica complejas historias de formación de los mismos (por ejemplo en el arroyo Curamalal Grande).

En zonas de bajos y vías de avenamiento secundario, a poca profundidad (aproximadamente un metro), también se han observado niveles carbonáticos, frecuentemente de tipo pulvulento, constituyendo horizontes calcificados Cca o Ccam. Se deberían a procesos pedogenéticos y a migraciones laterales de carbonatos en solución por *flow soil water* desde posiciones altas del paisaje, concentrándose en las depresiones. Los niveles macizos de tosca son poco frecuentes en comparación con lo que sucede en la mayor parte del territorio de la provincia. Buschiazzi (1986), en el estudio de los niveles de tosca, al sur de Ventania, destaca el papel de la infiltración, a partir de la existencia de evidencias morfológicas de movimiento descendente de agua con calcáreo tales como microestalactitas ("barbas", pendientes y horizontalidad de las estructuras). Es muy probable que a un fenómeno generalizado de formación de calcretes ocurrido a fines de la depositación de los sedimentos de la Formación La Norma, le haya seguido distintos eventos de erosión, disolución, precipitación y redepositación del carbonato, lo cual sumado a nuevos aportes, resultó en la formación de nuevos niveles

carbonáticos, durante el Pleistoceno y el Holoceno. En tal caso, muchos de los bancos observados tendrían un carácter secundario.

Los efectos geomorfológicos de las duricostras son numerosos. Su presencia confiere mayor resistencia a la erosión a los depósitos subyacentes respecto a los depósitos loéssicos carentes de carbonato, los cuales son fácilmente erosionables (fenómenos de inversión de relieve). Los calcretes afectan también la geometría de los canales fluviales y sus perfiles longitudinales, el control estructural de algunos niveles de terrazas (tipo "terrazas rocosas") y como resaltos en los cursos (por interposición de bancos duros). Controlan el diseño de la red de drenaje en la zona pedemontana, confiriéndole un diseño subparalelo, situación por demás evidente en el piedemonte sur de la sierra de Pillahuincó. Una característica saliente de las toscas es que se forman y se endurecen lo suficientemente rápido (pocos cientos de años) como para permitir la preservación de superficies geomórficas que de otra manera serían fácilmente erosionables. La velocidad de formación se incrementa si existe una provisión constante de carbonato. Esta situación ha permitido la existencia de geoformas y superficies de erosión intraformación Saavedra.

Unidad Geomórfica Planicie de Deflación y Acumulación Eólica

Se extiende a continuación del piedemonte; el pasaje de una a otra unidad es transicional, ya que el quiebre de pendiente es poco evidente, extendiéndose a cotas inferiores a 250 m. La caracteriza un relieve suavemente ondulado, típico de las planicies loéssicas. El proceso dominante que le ha dado origen ha sido la acción recurrente de deflación y depositación eólica. En la actualidad ambos procesos se encuentran reducidos a su mínima expresión debido a la importante cobertura edáfica y vegetal, que estabiliza las pendientes. Las depresiones mayores, generalmente de formas en planta ovals, son antiguas cubetas de deflación, las que, en la actualidad, se encuentran ocupadas por lagunas. Esta situación se vuelve más evidente inmediatamente al norte de la localidad de Coronel Pringles. Esta unidad encuentra interrumpida su monótona morfología por ocasionales cursos fluviales de escaso porte, los cuales se insumen en la misma. Algunos bajos se encuentran alineados, insinuando una antigua red de drenaje preexistente, previa al último gran evento de erosión/depositación eólica, en épocas "postpampeanas", especialmente en la zona de las sierras de las Tunas y Pillahuincó. La morfogénesis en la actualidad es mínima restringida al reptaje de suelos y al escurrimiento superficial. El relieve relativo y las pendientes son los más bajos de la

Tabla 3: Evolución del paisaje en la región.

	MORFOGENESIS		PEDOGENESIS
	FLUVIAL Y OTROS		EOLICA
P L I O C E N O	Deposición Nivel Pedemontano antiguo (F. Las Malvinas y El Aguila)		
			Loess Pampeano (F. La Norma)
P L E I S T O C E N O		Formación de calcretes	Formación y ampliación de cubetas
	Erosión		Loess Pampeano (F. La Norma)
	Deposición Nivel Pedemontano moderno (F. Agua Blanca)		Formación de Argiúoles (paleosuelos regionales)
		Formación de calcretes (tosca finipampeana?)	
			Loess Postpampeano (F. Saavedra)
H O L O C E N O			Formación de h. cálcicos
	Erosión		Formación y ampliación de cubetas
	Deposición Nivel Pedemontano moderno (F. Agua Blanca)		
			Formación de h. argílicos y mólicos
			Loess Postpampeano (F. Saavedra)
			Formación de h. cálcicos
	Erosión		Deposición de arenas eólicas
Aluvio reciente			
			Pedogénesis actual

zona estudiada. Algunas lomas, generalmente las más altas, se encuentran coronadas por tosca.

Unidad Geomórfica Fajas Aluviales de la Vertiente Norte

Bajo esta denominación complexiva se incluyen las planicies aluviales de los cursos fluviales y los niveles de terrazas de los mismos, agrupados conjuntamente

debido a la escala del trabajo. Son estrechas fajas que marginan los principales cursos fluviales. La mayor parte de estos arroyos se insumen en la llanura o terminan en una serie de lagunas, tras haber recorrido unas pocas decenas de kilómetros. El proceso dominante tanto en el pasado como en la actualidad es el fluvial. Esta unidad incluye las planicies de inundación y los niveles de terraza (uno o dos según el curso). La mayoría de los mismos se encuentran "encajonados", siendo la incisión vertical la actividad

fluvial más destacada en la actualidad debida a la existencia de diferentes ciclos de "rejuvenecimiento" (evidenciados por la presencia de resaltos en los perfiles longitudinales de los diferentes cursos). Es notoria la variación que existe en la profundidad del encajonamiento (de más de 10 m a 1 m o menos), aún dentro del mismo curso. Esta situación, junto a la elevada sinuosidad, las variaciones de la misma y el hábito de los cursos, ha motivado la suposición de una actividad neotectónica. El arroyo Sauce Corto constituye el principal colector de la zona norte de las sierras y el río Sauce Grande el de la vertiente sur. Esta última presenta una mayor integración de la red debido a que posee mayor pendiente por el comparativamente (respecto al piedemonte norte) mayor desnivel con el nivel de base, en este caso el Océano Atlántico (más de 200 m en menos de 70 km). El resto de los cursos discurre, con alta sinuosidad, encajonados en niveles aterrizados estrechos. La remoción en masa: reptaje, caídas y deslizamientos, estos últimos favorecidos por la acción de socavamiento realizado por los cursos fluviales, son importantes en esta unidad. Los relieves relativos son comparativamente importantes, al igual que las pendientes. La cobertura loésica se encuentra mezclada con depósitos fluviales, los que, por ser esencialmente loess removilizado, son difíciles de diferenciar de los anteriores. Sólo la presencia de ocasionales estructuras sedimentarias o de pequeños lentes de gravas, puede dar certeza del origen fluvial del depósito. La morfogénesis en la actualidad es de moderada a alta.

Evolución del paisaje

El modelado del paisaje actual habría comenzado en el Mioceno temprano (exceptuando la superficie de planación regional y los pedimentos, véase Tabla 3). A fines del Oligoceno (Pascual, 1984), tuvo lugar una ingresión que cubrió vastos sectores de la región pampeana y, en el Mioceno temprano tuvo lugar el último pulso de ascenso importante de la zona serrana, probablemente relacionado a la fase Quéchuica de la orogenia Andina. Vinculado a este ascenso tectónico, que fragmentó la superficie de planación regional, se produjo la acumulación de potentes depósitos conglomerádicos fluviales que formaron una "bajada". Con posterioridad se habría producido un brusco descenso de la temperatura que se manifestó mediante la aridización de la región, erosionándose parcialmente los conglomerados pedemontanos. El ascenso de la cordillera de los Andes contribuyó a la aridización de las llanuras del país, favoreciendo las acciones eólicas. Según Mercer (en Rabassa y Clapperton 1990) se habrían producido, durante el período Mioceno tardío-Plioceno temprano (7-4,6 Ma), las primeras glaciaciones cenozoicas de importancia regional en

Sudamérica. Esta tendencia fué interrumpida por un aumento de la temperatura coincidente con la ingresión "Paranaense" que afectó decisivamente el desarrollo de la red de drenaje en toda la región pampeana.

Según Rabassa y Clapperton (1990), durante el Plioceno se produjeron avances y retrocesos de los hielos con la consiguiente alternancia de períodos áridos y húmedos. En este lapso se formaron los primeros depósitos loésicos de la región pampeana (De Francesco 1992, Fm. La Norma). Las acciones eólicas modificaron sensiblemente al paisaje preexistente, formándose probablemente las cubetas más antiguas. Coincidiendo parcialmente con el inicio del Pleistoceno, tuvo lugar la última fase de la orogenia Andina la fase Diaguítica, que se caracterizó por una intensa actividad piroclástica, contribuyendo decisivamente a la formación de los depósitos loessoides "pampeanos". Es posible asimismo, que hayan tenido lugar movimientos diferenciales de bloques, con reactivación de fallas (de menor importancia que la anterior). Los eventos de erosión y agradación pedemontana continuaron durante este período, formándose depósitos conglomerádicos vinculados a un sistema aluvial pedemontano, correspondiendo a la Unidad Geomórfica Piedemonte Antiguo.

Entre 1,2 y 0,7 Ma se habría producido la mayor glaciación patagónica (Mercer, 1976). La acción efusiva piroclástica continuó en forma intermitente durante todo el Pleistoceno medio y tardío. La alternancia climática propia de la época de las glaciaciones alteró la evolución geomórfica de la región, iniciándose nuevos ciclos de erosión, los cuales no llegaron a completarse. Evidencias morfológicas son los niveles de terrazas de los principales cursos, el hábito de los mismos, el cambio textural de material acarreado por los ríos en las distintas etapas, etc. Otro factor de importancia han sido los procesos de carbonatación y decarbonatación vinculados a estas oscilaciones.

En forma parcialmente coincidente con la última glaciación (30-14 Ka), se depositaron los sedimentos integrantes de la Formación Saavedra. Tonni y Fidalgo (1978), reconocen evidencias de una ingresión marina representada por la Formación Pascua, que afectó especialmente la Cuenca del Salado. Si bien su extensión fue menor que las anteriores, dadas las características del relieve de la región pampeana, su influencia en la dinámica fluvial fue importante, generando agradación en los cursos. La acción recurrente y combinada de deflación/acumulación eólica y de ingresiones y regresiones son una constante para la región, y juegan un papel central en la determinación de las características de la red de drenaje, a las cuales se suman los típicos bajos gradientes y la planteada actividad neotectónica. Los períodos más benignos favorecieron la pedogénesis,

reconociéndose paleosuelos en la Formación Saavedra (observados en detalle en los cortes naturales del arroyo Cortaderas). Alternando con la depositación del loess se depositó material aluvial (Formación Agua Blanca), con facies arenosas y conglomerádicas. Según Iriondo y García (1993), la región pampeana estuvo sometida a condiciones predominantes de aridez entre los 13000 y 8500 años AP, con posterioridad al Último Máximo Glacial. La agradación y deflación eólica dominó en todo el territorio, labrándose cubetas, que se formaron a expensas de un sistema fluvial prácticamente abandonado, ante el cambio climático drástico. Esta situación se ve evidenciada por el alineamiento que presentan en ciertos sectores las cubetas. La pedogénesis se encontró en este período seriamente limitada ante el déficit hídrico, si bien la formación de horizontes petrocálcicos sería atribuible a este período.

Con posterioridad tuvo lugar un mejoramiento marcado de las condiciones climáticas, caracterizado por el dominio de la pedogénesis y la consiguiente merma en la morfodinámica que se extendió entre los 8500 y 4500 años AP, aproximadamente (coincidente con el Hypsitermal Holoceno, Rabassa y Clapperton, 1990). Se han reconocido paleosuelos de tipo argiudoles típicos, con importante grado de desarrollo, erosionados o sepultados en la secuencia loésica "postpampeana". La Formación Saavedra presenta discordancias internas que señalan eventos de pequeña duración en los cuales, como resultado del empeoramiento de las condiciones climáticas, se produjeron diferentes acciones erosivas.

Tras este período, sigue uno caracterizado por una mayor aridez, en cual las precipitaciones habrían descendido en la región a menos de la mitad, vinculado al establecimiento de un centro anticiclónico en el centro del país (3500 a 1000 años AP, Iriondo y García 1993). Esta fluctuación climática podría vincularse a la existencia de tres avances Neoglaciales (Rabassa y Clapperton 1990). Como resultado de este cambio, tuvo lugar un generalizado predominio de las acciones eólicas: deflación y agradación eólica, con el retrabajo de los depósitos loésicos preexistentes y la movilización de las arenas fluviales de las planicies aluviales de los cursos norpatagónicos. El escurrimiento superficial y la pedogénesis habrían mermado drásticamente. Vinculado a la generalizada regresión marina de este período, se produjo la incisión vertical del cauces fluviales, característica saliente de la red actual. Asimismo, se produjo la salinización de los suelos y reprecipitación de carbonato. En la actualidad, y relacionado a un mejoramiento de las condiciones climáticas, predomina la pedogénesis, con progresiva formación de hapludoles a partir del material eólico retransportado y evolución de los suelos preexistentes formándose argiudoles (con moderado grado de desarrollo). La morfogénesis se restringe a las

zonas periserranas e intermontanas y a las cercanías de las fajas aluviales.

Conclusiones

Los procesos geomórficos responsables del modelado son el escurrimiento superficial (de tipo aluvial y fluvial), la remoción en masa y la agradación y deflación eólicas. Los abanicos aluviales presentan características distintivas, que derivan de la combinación de fases semiáridas y fases húmedas, los cuales imprimieron sus particulares características. En la actualidad la acción fluvial se encuentra restringida a las cercanías de los cursos fluviales. Se ha establecido la presencia de tres eventos mayores de agradación pedemontana, para el lapso considerado, los cuales fueron precedidos por un evento de erosión mayor. La remoción en masa ha participado también en la construcción de los niveles pedemontanos, esencialmente bajo la forma de *debrisflows* y *mudflows*. En la zona serrana han sido importantes también, los deslizamientos de tipo planar y las caídas de rocas. El reptaje de suelos y detritos es un proceso generalizado, que ha afectado toda la región. En la actualidad es el proceso geomórfico dominante para la región. La estructura, las variaciones climáticas y las oscilaciones del nivel del mar han impreso su sello particular a la red de drenaje: dendrítico a subparalelo en la zona pedemontana y subdendrítico en la serrana. Se considera además, que tanto la actividad tectónica y neotectónica como depositación y erosión eólica, también han interferido en el proceso fluvial. Las evidencias consideradas como más indicativas de la acción neotectónica son la alta sinuosidad de los cursos en sectores del piedemonte y las variaciones en la profundización de los cursos observadas en diferentes sectores del piedemonte norte.

Se plantea la existencia de una superficie de planación regional ("peneplanicie"), evidenciada en la actualidad por la concordancia de cumbres en distintos sectores de los cordones serranos y la forma en la cual afecta a litologías diferentes. Se considera que su génesis se encontraría vinculada a la existencia de un régimen cratónico (Fairbridge y Finkl 1980), que combina la acción fluvial y el proceso de "etcheplanación". El lapso comprendido entre la colisión de Patagonia y la apertura de la Cuenca del Colorado ha sido el más probable para su formación dadas las particulares condiciones que esta requiere. En la actualidad la superficie se encuentra fragmentada y ha experimentado diversos pulsos de erosión, los cuales modifican parcialmente su topografía original.

La acción eólica ha sido dominante en diferentes períodos del Plioceno-Holoceno, tanto la acumulación de potentes depósitos de loess y arenas eólicas,

atribuibles a diferentes eventos del "Pampeano" y "Postpampeano" (al menos tres), como la existencia de numerosas cubetas de deflación. La depositación y erosión eólica han jugado un importante papel en la desorganización de la red fluvial, siendo en parte responsables de su particular diseño y textura. La alternancia de paleosuelos (tipo argiudoles) en la zona pedemontana, con depósitos de loess y fluviales, indican una alternancia de climas, con predominio relativo, en función de los tiempos implicados en la formación de horizontes argílicos y mólicos, de aquellas condiciones favorables para la pedogénesis, a grandes rasgos similares a las actuales, para buena parte del Holoceno. Las relaciones morfogénesis-pedogénesis presentan particulares arreglos según cada unidad geomórfica, con una tendencia general a la disminución de la primera con la distancia a la zona serrana.

Agradecimientos

Se desea agradecer a José Ferrer, por su guía y dirección de la tesis doctoral (de la cual este trabajo forma parte), a E. González Díaz, por sus consejos y enseñanzas y a J.C. Salazar Lea Plaza, por toda su colaboración y el préstamo del material aerofotográfico, extensivos al personal del Instituto de Suelos, CIRN-INTA (Castelar). Asimismo se agradece a los licenciados Villegas, Turel, Tchilinguirian y Bluvstein por toda su ayuda y amistad.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buschiazzo, D., 1986. Estudio sobre la tosca, Parte I: evidencias de movimiento descendente del carbonato en base a la interpretación de características macro y geomorfológicas. *Ciencia del Suelo*, 4: 55-65.
- Cappanninni, D., Scoppa, C. y Vargas Gil, J., 1970. Suelos de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En Reunión sobre la Geología de las Sas. Australes Bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas: 203-234. La Plata.
- De Francesco, F., 1992. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras de Curamalal, Sas. Australes Bonaerenses. *Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 3-12.
- Fairbridge, R. y Finkl, C., 1980. Cratonic erosional unconformities and peneplains. *Journal of Geology*, 88: 69-86.
- Figueroa, L., 1968. Informe preliminar sobre algunas acumulaciones de bloques en el área del Abra de la Ventana, Prov. de Buenos Aires. *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 43-65.
- Gerrard, A., 1993. Soil Geomorphology-Present dilemmas and future challenges. *Geomorphology*, 7: 61-84.
- Iriondo, M. y García, N., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18000 yr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 209-20.
- Kostadinoff, J. y Font, G., 1984. La Cuenca del Colorado en el litoral sur de la Provincia de Buenos Aires. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 7-26. Bariloche.
- Mercer, C., 1976. Glacial history of Southernmost Sud America. *Quaternary Research*, 6: 125-66.
- Nott, J., 1995. The antiquity of landscapes on the North Australian Craton and the implications for theories of long term landscape evolution. *Journal of Geology*, 103: 19-32.
- Ollier, C. y Clayton, M., 1981. *Tectonic and landforms*. Longmans, 324 p. Londres y Nueva York.
- Pascual, R., 1984. La sucesión de las edades mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericanos durante el Cenozoico: fenómenos recurrentes. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 36:15-37.
- Quattrocchio, M., Kostadinoff, J., Martínez G. y Prieto, A., 1995. Evidencias de neotectónica en el río Sauce Chico, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 297-305.
- Rabassa, L. y Clapperton, C., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review*, 9: 153-74.
- Ramos, V., 1984. Patagonia, Un continente paleozoico a la deriva?. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 123-157, Bariloche.
- Rolleri, E., 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*, 29-54. Bahía Blanca.
- Schumm, S., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, 338 pags. Nueva York.
- Schumm, S., 1986. Alluvial river response to active tectonics. En *Active tectonics*, Nat. Acad. Press, 80-94. Washington.
- Summerfield, M., 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific and Technical, 536. Londres.
- Thornbury, W., 1960. *Principios de Geomorfología*. Ed. Kapeluz, 657 p. Buenos Aires.
- Tonni, E. y Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la Provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 235-253.
- Twindale, C. y Vidal Romani, J., 1994. On multistage development of etch forms. *Geomorphology* 11: 107-124.
- Yrigoyen, M., 1975. Geología del subsuelo y Plataforma Continental. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*, 103-137. Bahía Blanca.

Recibido: 7 de setiembre, 1995

Aceptado: 10 de setiembre, 1996

Estudio paleomagnético de rocas sedimentarias terciarias de la Puna salteña: determinación de rotaciones horarias

Claudia B. PREZZI¹, Juan F. A. VILAS¹ y Ana M. SINI²

¹Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio", Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, IFAS, 7000 Tandil, Argentina.

ABSTRACT. *Palaeomagnetic study of Tertiary sedimentary rocks from Puna Salteña: determination of clockwise rotations.* On the Argentine Puna two phases of deformation, Late Tertiary and Quaternary, are recognized. Studies of Nazca-South American plate motions indicate convergence towards $77^\circ \pm 12^\circ$ since 10 Ma. Although Tertiary shortening is not parallel to this direction, Quaternary shortening coincides with it. This situation could be explained by: a) the stress causing the faults changed direction during the Late Cenozoic, or b) the zone containing the older faults was rotated about a vertical axis. Isacks' model for the Bolivian orocline predicts a clockwise regional rotation for the southern limb. Although the model is probably oversimplified, it provides a testable hypothesis. A palaeomagnetic study, to determine regional or local vertical axis rotations was carried out between $24^\circ 30'$ and $24^\circ 40'$ S and $67^\circ 00'$ and $67^\circ 15'$ W. Different demagnetization techniques were applied. Most specimens show a multicomponent behavior, although it was possible to isolate pre-tectonic primary remanent magnetizations that indicate clockwise rotations of approximately 10° - 15° of magnitude.

Introducción

Una de las principales características de los Andes centrales y del margen activo placa de Nazca-placa Sudamericana, es el pronunciado combamiento que se observa en la línea de costa a los 18° lat. S. Aún se continúa discutiendo si esta curvatura es una característica pre-ándica de la costa sudamericana, o si representa un oroclino producido durante el acortamiento andino (Carey 1955; Isacks 1988; Beck 1988; Dewey y Lamb 1992; Gubbels *et al.* 1993; Beck *et al.* 1994; Somoza 1994; Watts *et al.* 1995; MacFadden *et al.* 1995, entre otros).

La tectónica regional del noroeste de Argentina ha sido descrita en varias contribuciones (entre otros: Turner y Mendez 1979; Salfity *et al.* 1984; Allmendinger 1986; Allmendinger *et al.* 1987; Isacks 1987; Cladouhos *et al.* 1994; etc). Se reconocen dos fases neógenas de deformación diferentes (Jordan y Alonso 1987): a) una más antigua mio-pliocena, caracterizada por fallas inversas que producen acortamiento horizontal y extensión vertical, donde el acortamiento es NO-SE; y b) una más joven plio-cuaternaria que muestra más diversidad, pero está dada por extensión en la dirección NO-SE y

acortamiento en la dirección SO-NE. El acortamiento más joven es paralelo a la dirección de convergencia de placas, pero el más antiguo no lo es; a pesar de que ambas fases de deformación ocurrieron durante el mismo período de convergencia en dirección E-NE.

Existen dos explicaciones posibles para esta situación: a) la dirección del esfuerzo que generó el fallamiento cambió durante el Cenozoico tardío, o bien b) la zona que contiene las fallas más antiguas sufrió una rotación según ejes verticales.

El modelo del oroclino boliviano (Carey 1955; Isacks 1988; entre otros) predice una rotación regional en sentido horario según un eje vertical de la zona de antearco andino y Puna con respecto al cratón sudamericano. Las estructuras mio-pliocenas pueden entonces, haber cambiado su orientación original, que era similar a la de las fallas plio-cuaternarias. Esto requiere una rotación regional según un eje vertical en sentido horario de 40° aproximadamente durante el Plioceno (Marrett *et al.* 1994). Esta hipótesis sólo puede corroborarse sobre la base de datos paleomagnéticos.

Datos paleomagnéticos derivados de rocas mesozoicas y cenozoicas ubicadas en el antearco y retroarco andino, muestran rotaciones en sentido

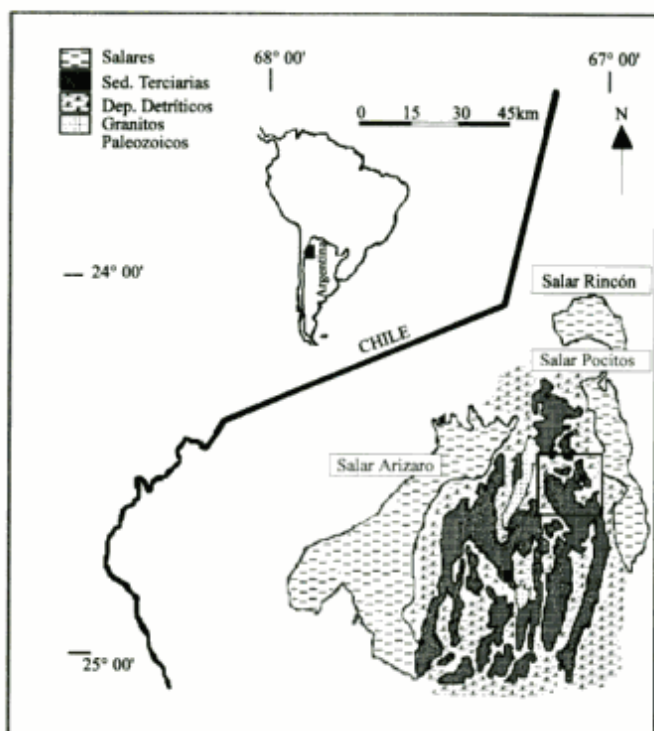


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona en estudio.

horario al sur del combamiento y antihorarias al norte (Butler *et al.* 1984; Isacks 1988, entre otros). Pero aún no queda claro si estos datos representan rotaciones locales o regionales, y cuál es su relación con la fase más importante de acortamiento cenozoico tardío andino.

Este modelo sumamente simplificado, provee de todas maneras una hipótesis de trabajo posible de ser valorada en la zona del retroarco andino. Para llevar a cabo esta valoración se ha realizado una campaña a la zona de Salar de Pocitos, Puna salteña, abarcando un área de trabajo comprendida aproximadamente entre los 24° 30' y los 24° 40' de lat. S y los 67° 00' y los 67° 15' de long. O (Fig. 1), donde se recolectaron 106 muestras orientadas de rocas terciarias para su estudio paleomagnético, y paralelamente se efectuó un control geológico del área, levantando perfiles estratigráficos y reconociendo los rasgos estructurales más destacados. Los objetivos de este estudio son determinar la existencia o no de rotaciones horarias o antihorarias en el área, evaluar, de ser posible, si éstas son de carácter local o regional y tratar de determinar los procesos que generaron el combamiento observado en los Andes a los 18° S.

Geología del área de trabajo

Estratigrafía

No se conocen estudios geológicos de detalle hasta la fecha para esta zona de la Puna argentina. Los afloramientos de rocas sedimentarias muestreados no

han sido aún designados con nombres formacionales propios, ni han sido correlacionados con formaciones ya existentes; sólo han sido descriptos de manera muy general (Alonso *et al.* 1991; Vandervoort 1993; Vandervoort *et al.* 1995). Durante el trabajo de campo, se identificaron tres unidades (informales) diferentes basándose en los cambios litológicos observados a lo largo de la sucesión: unidad A: arcillosa; unidad B: arenosa con participación piroclástica; unidad C: conglomerádica con abundante participación piroclástica.

Unidad A: Está constituida fundamentalmente por bancos de limoarcilitas de color morado a castaño rojizo (70%), de potencia media que varía alrededor de los 10 a 20 centímetros. Estos niveles son en general masivos, o bien presentan una fina laminación (Fig. 2).

Se encuentran intercalaciones de bancos morados de areniscas muy finas (16%) de entre 10 y 30 cm de espesor, y de areniscas medias (8%) de 20 a 50 cm de espesor.

Menos frecuente es la presencia de areniscas gruesas, sabulíticas (5%), de color castaño verdoso, de potencias del orden de 1 a 2 metros.

Hacia el techo de la sucesión, debuta la participación piroclástica, generando bancos de tufitas finas (1%) de color gris claro de 10 a 15 cm de espesor, pero estos niveles son muy escasos. Se ha observado un banco de tobas de caída de color verde, de 1 m de potencia, que ha sido datado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizado sobre hornblenda (Vandervoort 1993), arrojando una edad de $23,8 \pm 0,4$ Ma, es decir Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. (Fig. 2, muestra datada 7C89-1).

Toda esta unidad está caracterizada por una abundante presencia de yeso de hábito fibroso en los contactos entre los diferentes bancos, y también como relleno de fracturas sigmoidales, lo cuál llevó a Alonso *et al.* (1991) a denominar a estas sedimentitas como "arcillitas yesíferas", estimando un espesor total de 3000 m para las mismas.

No se han encontrado fósiles, lo cuál junto a la litología predominantemente de grano fino, las estructuras sedimentarias observadas y el color rojizo, permite inferir un ambiente de depositación continental árido dominado por barreales, donde podrían hallarse algunos cursos de agua efímeros, los cuáles habrían generado los bancos de areniscas gruesas.

Unidad B: Está constituida fundamentalmente por bancos de areniscas tobáceas medias (60%), de color castaño claro, rosadas y grises, de espesores del orden de los 15 a 30 centímetros (Fig. 2).

Son comunes las intercalaciones de niveles de areniscas finas moradas o grises (15%) de 30 cm de espesor, de tufitas grises (10%) de 15 cm de potencia y de arcilitas (10%) de colores castaño claros, amarillentos, rosados y grises con espesores de 1 a 3 centímetros.

Hacia el techo de la sucesión, se encuentran niveles conglomerádicos (5%) de color castaño claro, con espesores de 50 cm a 1 metro.

A lo largo de toda la sucesión se intercalan capas de yeso fibroso de 2 hasta 40 cm de espesor.

Se cuenta con la datación de un nivel de tobas de caída de color gris claro, cerca del techo de la sucesión, realizada por trazas de fisión sobre zircón (Alonso *et al.* 1991), la cuál arrojó una edad de $10,8 \pm 2$ Ma, es decir Mioceno medio a tardío. (Fig. 2, muestra datada 87-S-22).

Vandervoort (1993) estimó un espesor de 600 m para esta sucesión.

Esta unidad tiene un aporte volcánico mucho más importante que la anterior. El ambiente de

deposición es continental árido a semiárido, de mucha mayor energía y corresponde a un medio fluvial entrelazado arenoso.

El contacto entre la unidad A y la unidad B, está pobremente expuesto debido a la presencia de una zona de falla que se encuentra en las inmediaciones del mismo. Pero la aparente concordancia de la estratificación entre ambas unidades indicaría que no existe una discordancia angular; sin embargo la notoria disparidad entre las edades radimétricas de ambas secciones sugiere la existencia de un largo hiato entre ambas (Vandervoort 1993).

Unidad C: Está formada por conglomerados gruesos a muy gruesos (70%), de hábito lenticular, con espesores que varían de 3 a 5 m, interdigitados con

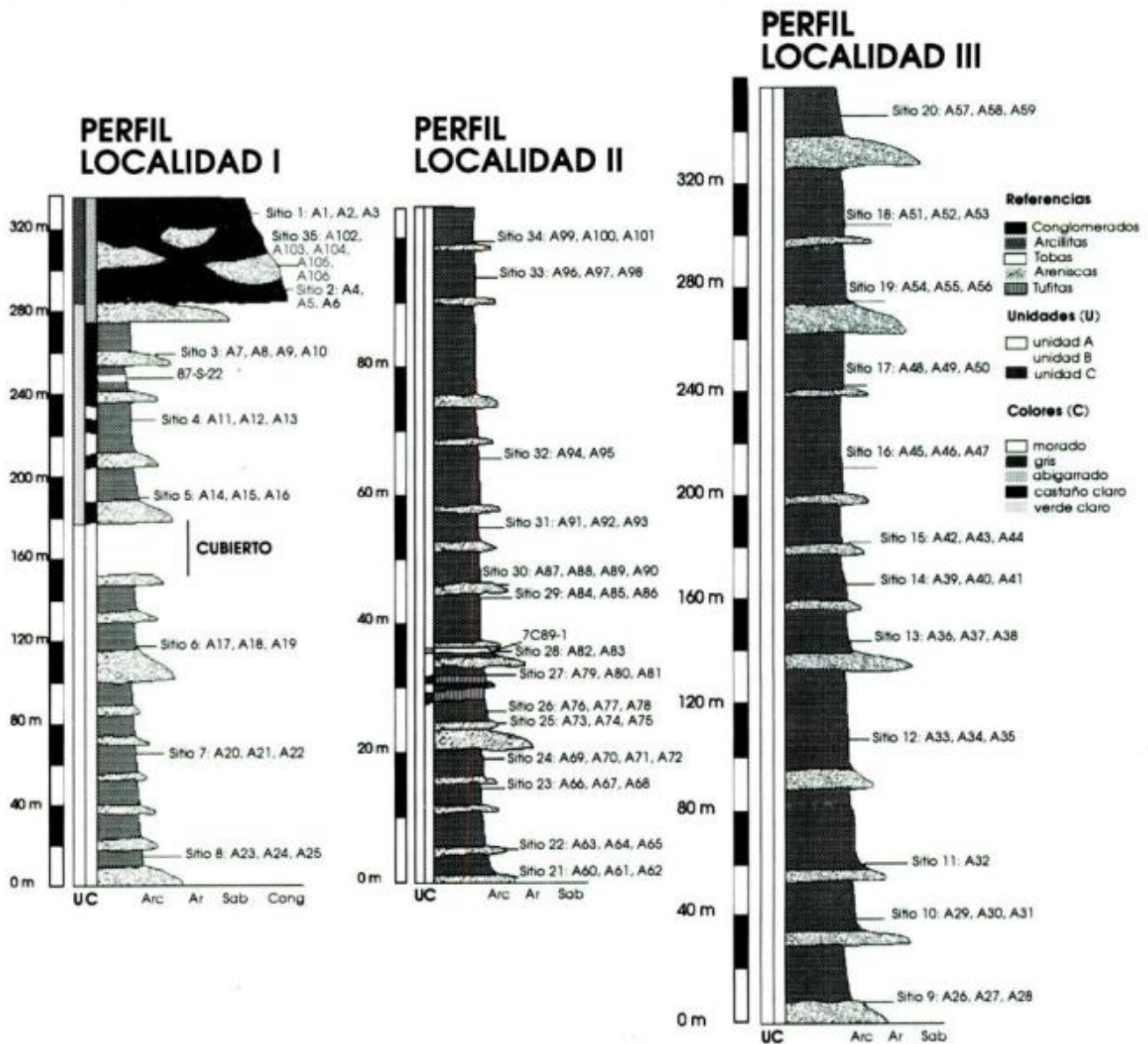


Figura 2: Perfiles estratigráficos correspondientes a las distintas localidades de muestreo, con la ubicación de los diferentes sitios y muestras obtenidas. Se indica la ubicación de las muestras de tobas datadas 87-S-22 y 7C89-1.

conglomerados más finos, sabulitas, areniscas y arcilitas (30%). Es muy abundante la participación piroclástica, la cuál confiere distintos colores a la sucesión: verde, rojo, amarillo, gris, blanco. Hacia la parte media la ceniza volcánica alcanza su máxima participación (Fig. 2).

La unidad C se apoya discordantemente sobre la unidad B y Vandervoort (1993) estimó un espesor total para esta sucesión de 200 metros.

Estructura

Los rasgos estructurales de mayor magnitud están representados por dos grandes zonas de fractura (Fig. 3). Una de ellas, fue observada en la entrada del salar del Diablo y también en el extremo oeste del bajo de las Siete Curvas, tiene rumbo general submeridiano, y produjo la elevación del bloque occidental, donde afloran rocas sedimentarias de color castaño oscuro, presumiblemente de edad preterciaria; poniéndolas en contacto con la unidad A. La otra zona de falla se encuentra en el sector norte de la zona de estudio, tiene rumbo general NO-SE, y produjo la elevación del bloque austral, donde aflora la unidad A, poniéndola en contacto con la unidad B.

Dentro de los afloramientos de la unidad A, se identificaron tres grandes sectores, donde la actitud de los bancos es notoriamente distinta. En el sector más austral, cerca del bajo de las Siete Curvas, el rumbo general es NE-SO, con inclinación hacia el SE; dentro del mismo sector pero más al norte, los bancos se colocan casi verticales con rumbo N-S. El sector central se caracteriza por la subhorizontalidad de los estratos, mientras que en el sector norte la sucesión es homoclinal, con rumbo NO-SE e inclinación hacia el NE. Estos cambios de actitud están dados por la presencia de fallas menores de rumbo aproximado N-S (Fig. 3).

Estudio paleomagnético

Trabajo de campo

Se establecieron tres localidades distintas de muestreo en la zona de trabajo, en función de la estructura observada, dónde las muestras fueron orientadas con brújula Brunton. (Fig. 3).

Localidad I: Se extiende desde la salida del Salar de Pocitos, hasta un punto donde se observa una notable deformación tectónica dada por fallas y pliegues, a partir del cuál se interrumpe la sucesión homoclinal de bancos de la unidad A, de rumbo 340° e inclinación 12° NE (Figs. 2 y 3).

Se definieron 9 sitios, y se obtuvieron entre 3 y 4 cilindros con perforadora por sitio (30 muestras en

total). Se muestrearon las unidades A, B y C; siendo el espesor total muestreado de 300-350 metros.

Localidad II: Se encuentra en el sector central de la zona estudiada. (Figs. 2 y 3).

Se muestrearon 14 sitios y se tomaron entre 2 y 4 cilindros con perforadora por sitio (42 muestras en total). El espesor muestreado es de 100 m, y la actitud general de la sucesión es subhorizontal. En esta localidad aflora únicamente la unidad A.

Localidad III: Se ubica a la entrada del bajo de las Siete Curvas. (Figs. 2 y 3).

Se muestrearon 12 sitios y se tomaron entre 1 y 3 cilindros con perforadora por sitio (34 muestras en total). El espesor muestreado es de 305 m, y la actitud general de la sucesión es rumbo 20° e inclinación 13° SE. En esta localidad aflora únicamente la unidad A.

Trabajo de laboratorio

Para medir las magnetizaciones en cada etapa de trabajo se utilizaron tres magnetómetros distintos, un magnetómetro DIGICO, un magnetómetro Schonstedt SSM2 y un magnetómetro criogénico de última generación 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), basado en un divisor electrolítico de tensión y el equipo desmagnetizante incorporado al magnetómetro criogénico 2G.

A los especímenes tratados con el primer equipo, se les realizaron hasta 11 etapas de desmagnetización, aplicándoles sucesivamente campos de 2,5; 5; 7,5; 10; 15; 20; 30; 40; 50; 60 y 70 mT, intensidad a la cuál se

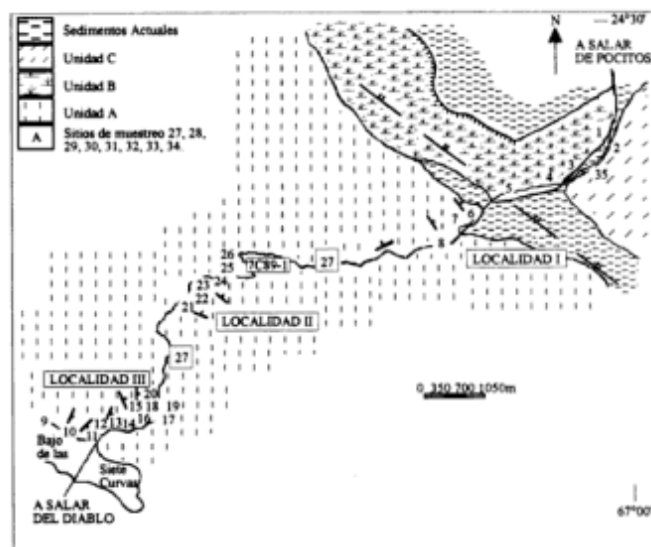


Figura 3: Esquema geológico en planta de la ubicación de las distintas unidades, localidades y sitios de muestreo.

interrumpió la desmagnetización, debido a que los especímenes se remagnetizaron. A los especímenes tratados con el segundo equipo, se les realizaron hasta 26 etapas de desmagnetización, aplicándoles sucesivamente campos de 2,5; 5; 7; 10; 12,5; 15; 20; 25; 30; 35; 40; 45; 50; 55; 60; 70; 80; 90; 100; 110; 120; 130; 140; 150; 160 y 170 mT, intensidad a la cuál 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 a efectos de valorar posibles alteraciones en la mineralogía de éstos, utilizando un susceptibilímetro construido en el TATA Institute (India).

A los especímenes sometidos a esta técnica, se les realizaron hasta 20 etapas de desmagnetización, con temperaturas crecientes de 150; 200; 250; 300; 350; 400; 450; 500; 530; 570; 600; 610; 620; 630; 640; 650; 660; 670; 680 y 700° C, si bien en algunos casos la desmagnetización debió interrumpirse antes de alcanzar los 600° C de temperatura, debido a que los especímenes sufrían un brusco aumento de su susceptibilidad magnética.

Con el objetivo de identificar la mineralogía magnética de las muestras se realizaron estudios de adquisición del IRM (magnetismo remanente isotérmico), para lo cuál los especímenes fueron sometidos a campos magnéticos cada vez mayores, en sucesivas etapas de 8; 11; 13; 15; 16; 18; 20; 22; 24; 26; 27; 80; 300; 540; 780; 1010; 1240; 1480; 1720; 1920; 2130, y 2310 mT, utilizando un magnetizador por pulsos modelo PM-4.

Para una interpretación más concluyente de la mineralogía magnética de las muestras, se llevó a cabo un estudio de desmagnetización térmica del IRM a lo largo de tres direcciones ortogonales (Lowrie 1990).

Durante este estudio los especímenes fueron remagnetizados a lo largo de tres ejes ortogonales aplicándoles campos de 120; 410 y 2400 mT respectivamente. Luego fueron desmagnetizados térmicamente, calentándolos sucesivamente a temperaturas de 100; 150; 200; 250; 300; 350; 400; 450; 500; 550; 600; 650 y 700° C.

Los vectores magnéticos se analizaron mediante diagramas ortogonales de Zijderfeld (Zijderfeld 1967), y las distintas componentes magnéticas fueron estudiadas utilizando el análisis de componentes principales (Kirschvink 1980).

Datos obtenidos

Las muestras obtenidas en la Localidad III presentan en general dos comportamientos notoriamente diferentes.

Un grupo de muestras posee temperaturas de bloqueo elevadas y alta coercitividad. La intensidad de remanencia relativa de los especímenes de estas muestras, permanece prácticamente constante a pesar de haber sido sometidos a etapas de desmagnetización con temperaturas de 600° C y campos de 60 mT; es decir que no es posible desmagnetizarlos completamente. La polaridad de estas muestras es reversa, y las proyecciones de los vectores representantes de las magnetizaciones luego de cada etapa de desmagnetización, se encuentran agrupadas en el cuadrante SO del estereograma. Al ser sometidos a desmagnetización por altas temperaturas, se observa que los especímenes sufren un drástico aumento de su susceptibilidad magnética (del orden del 100-200 %) alrededor de los 550-600° C de temperatura de desmagnetización.

En las Figs. 4 y 5 se muestran dos especímenes de la muestra A029 que, sometidos a desmagnetización por altas temperaturas y por campos alternos decrecientes respectivamente, presentan el comportamiento anteriormente descripto.

El otro grupo de muestras posee temperaturas de bloqueo y fuerzas coercitivas muy bajas. Los especímenes también sufren un drástico aumento de su susceptibilidad magnética alrededor de los 550-600° C de temperatura de desmagnetización y presentan un comportamiento aleatorio frente a los distintos métodos de desmagnetización aplicados, por lo cuál fueron descartados a los efectos del presente estudio.

Las muestras obtenidas en la Localidad II también presentaron comportamientos diferentes, pudiéndose diferenciar dos grandes grupos.

En el primer grupo la intensidad de remanencia relativa de los especímenes sometidos a desmagnetización por altas temperaturas y por campos alternos decrecientes, disminuye paulatinamente luego de las distintas etapas, llegando hasta el 10-20 % de su valor inicial para temperaturas de 680-700° C y campos de 170 mT; lo cuál indica que los mismos son muy bien desmagnetizados por ambas técnicas. La polaridad de estas muestras es normal, y las proyecciones de los sucesivos vectores representantes de las magnetizaciones luego de cada etapa de desmagnetización, se encuentran agrupadas en el cuadrante NE del estereograma en la mayoría de los casos, y en el cuadrante NO en pocos casos. Al ser sometidos a desmagnetización por altas temperaturas la susceptibilidad magnética de los especímenes se mantiene casi constante a través de las sucesivas etapas. Estas muestras se comportan univectorialmente.

La Fig. 6 muestra el comportamiento del espécimen A06111.SPC que fue sometido a desmagnetización por altas temperaturas y presenta el comportamiento anteriormente descripto.

El otro grupo de muestras posee temperaturas de bloqueo y coercitividades muy bajas y presenta un

comportamiento aleatorio frente a los distintos métodos de desmagnetización aplicados, por lo cuál fue descartado y no será utilizado para el presente estudio.

En el caso de la localidad I, el comportamiento de las muestras provenientes de las unidades B y C fue completamente anómalo y aleatorio, tanto frente a la desmagnetización por altas temperaturas, como por campos alternos decrecientes, por lo cuál estas muestras fueron eliminadas del análisis. En cuanto a las muestras obtenidas de la unidad A, éstas presentan un comportamiento consistente entre sí, pero debido a que sólo se muestrearon tres sitios, no poseen valor estadístico, ni representan un intervalo de tiempo suficientemente largo como para promediar las variaciones seculares del campo magnético terrestre. Por estos motivos, también fueron descartadas, quedando así eliminada la localidad I de muestreo, a los efectos de este estudio.

En cuanto a los estudios de identificación de la mineralogía magnética de las muestras, observando los gráficos de adquisición del IRM, a partir de la interpretación de los mismos, se deduce que la portadora dominante de la remanencia magnética es hematita, asociada con la presencia de menores

cantidades de magnetita. La presencia de hematita queda evidenciada por las suaves pendientes de las curvas que no alcanzan a saturarse totalmente, aún luego de la aplicación de campos mayores a 1000 mT; mientras que los fuertes saltos en los valores bajos de los gráficos indican la presencia de magnetita en menor proporción.

Los gráficos de desmagnetización por altas temperaturas del IRM compuesto, permiten deducir que la hematita es el principal mineral portador de la magnetización, acompañada por menores cantidades de magnetita y un tercer mineral magnético, que aparentemente podría ser titanomagnetita. La presencia de magnetita se deduce a partir de la observación de un brusco cambio en la pendiente de las curvas de desmagnetización de las fracciones blandas y medias, alrededor de los 550° C de temperatura; mientras que la hematita queda evidenciada porque aún luego de la aplicación de temperaturas de 700° C, los especímenes no son totalmente desmagnetizados, lo cuál indica temperaturas de bloqueo mayores a los 700° C tanto para las fracciones duras como para las medias y blandas, indicando un amplio espectro de coercitividades. En el caso del tercer mineral

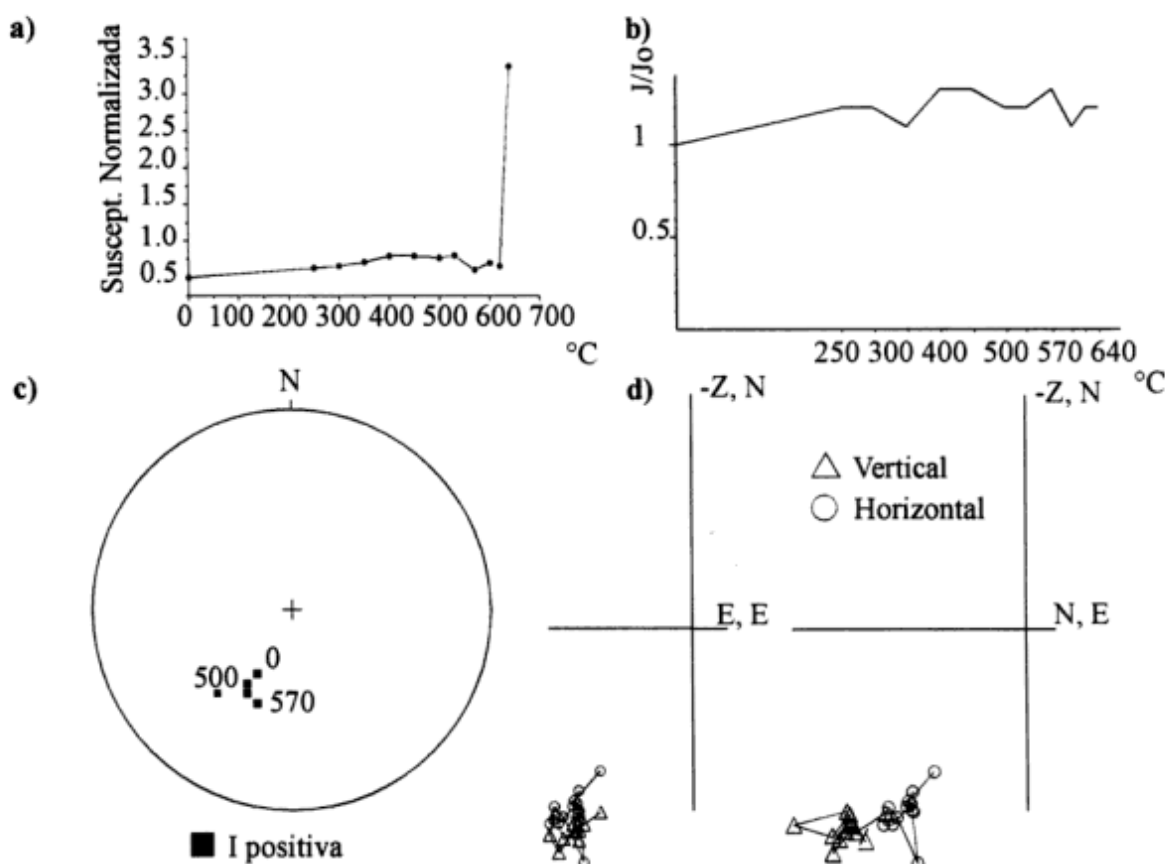


Figura 4: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización térmica del espécimen A02911.SPC: **a)** Variación de la susceptibilidad magnética; **b)** Curva de desmagnetización normalizada; **c)** Representación en la Red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **d)** Diagrama de Zijderveld.

magnético, su existencia se deduce debido a que las curvas de desmagnetización por altas temperaturas, tanto de las fracciones duras como de las medias y blandas, experimentan un brusco cambio de sus pendientes alrededor de los 350° C, indicando para el mencionado mineral temperaturas de bloqueo de alrededor de 350° C y un amplio espectro de coercitividades.

En las Figs. 7 y 8 se muestran las curvas de adquisición del IRM y las de desmagnetización por altas temperaturas del IRM compuesto para los especímenes A02712.SPC, A05312.SPC, A09313.SPC y A06412.SPC.

Análisis de los datos obtenidos

Localidad III: En ningún momento se pudo observar claramente la presencia de un sólo vector de remanencia. Por otra parte, el aumento de susceptibilidad magnética que sufren las muestras

alrededor de los 530° C de temperatura de desmagnetización, no permite llegar a la desmagnetización total de las mismas, mientras que la desmagnetización por campos alternos decrecientes, tampoco es efectiva. Teniendo en cuenta estas limitaciones, y a la vez, observando que los sucesivos vectores de remanencia permanecen estables a través de varias etapas de desmagnetización, hasta que se produce el mencionado aumento de susceptibilidad magnética, pueden asumirse como estables estas direcciones.

Así se obtuvo una MRE (magnetización remanente estable) o un CRM (círculo de remagnetización) por cada muestra, utilizando la estadística de Fisher (1953) y el programa MAG88 (Oviedo 1989), y se aplicó la corrección de estructura correspondiente a cada uno de ellos. Pudo observarse un mejor agrupamiento de la población, dónde el valor del parámetro estadístico K del promedio, varió de 18,76 a 20,64 al realizarse la mencionada corrección. No pudo llevarse a cabo el tilt test (McFadden 1990) debido al bajo valor de inclinación de los bancos. (Tabla 1).

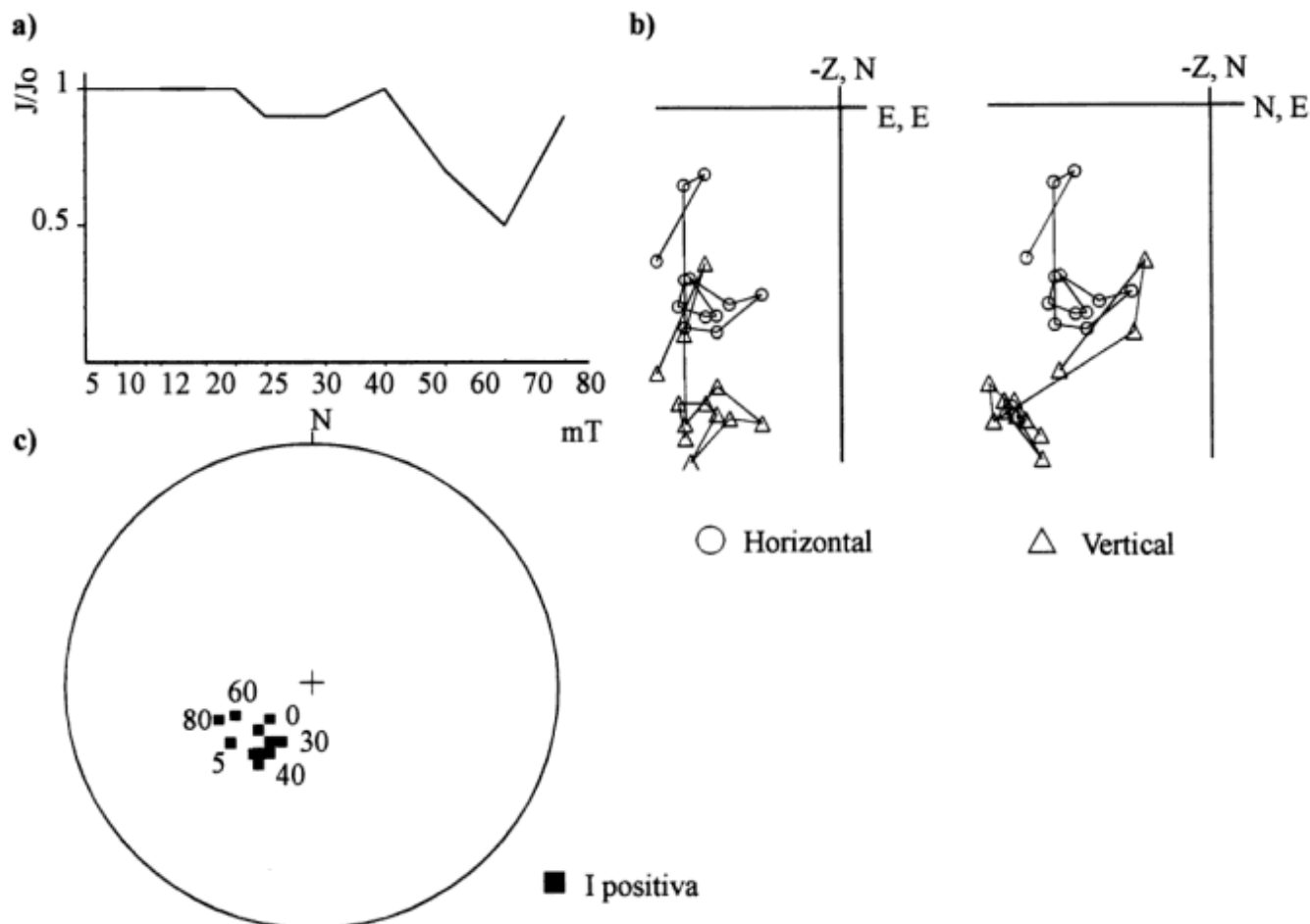


Figura 5: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización por campos alternos decrecientes del espécimen A02912.SPC: a) Curva de desmagnetización normalizada; b) Diagrama de Zijderveld. c) Representación en la Red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente.

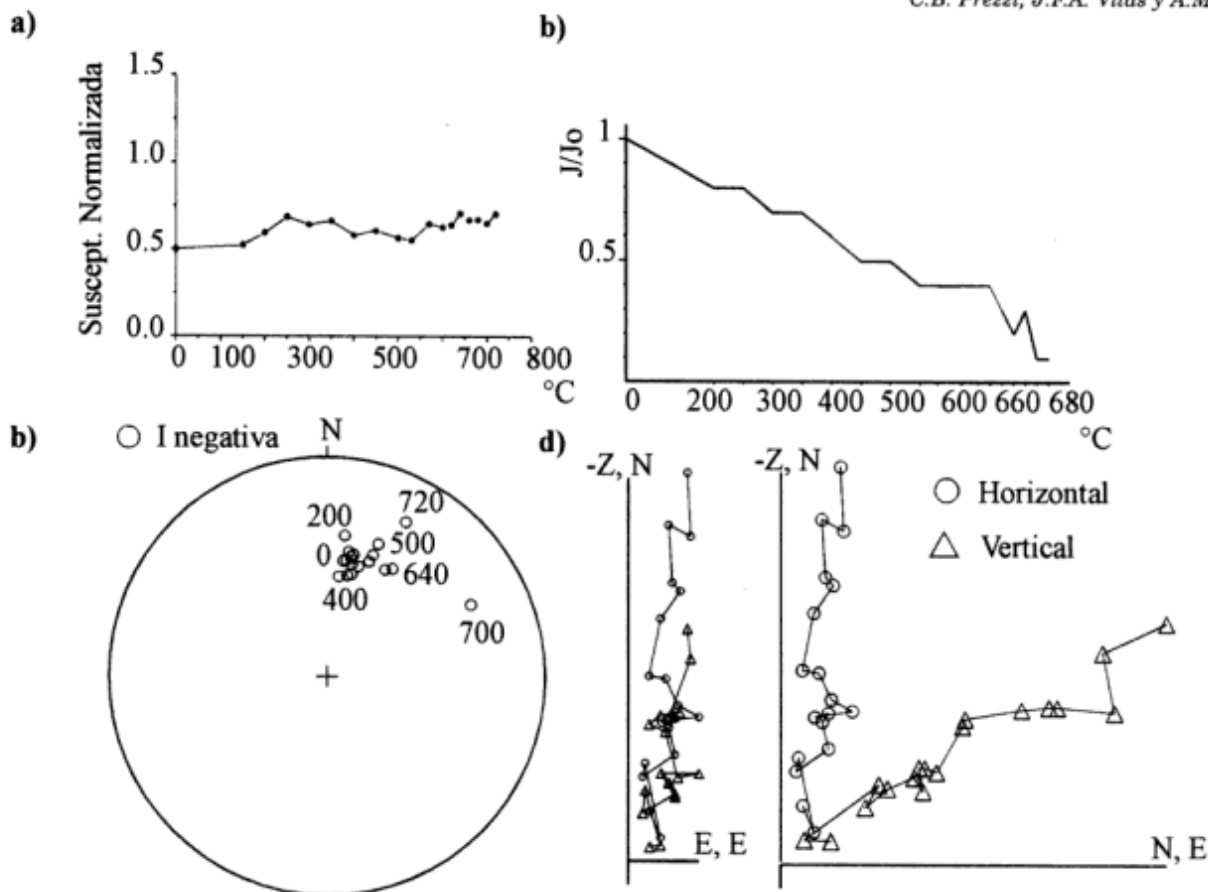


Figura 6: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización térmica del espécimen A06111.SPC: **a)** Variación de la susceptibilidad magnética; **b)** Curva de desmagnetización normalizada; **c)** Representación en la Red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **d)** Diagrama de Zijderveld.

Finalmente, aplicando el análisis combinado de CRMs y MREs de McFadden y McElhinny (1988), se obtuvo una DMF (dirección media final) para la localidad III, dada por: Dec = 192,15°; Inc = 41,23°; α_{95} =7,89° (Fig. 9, Tabla 1).

Localidad II: Se observa claramente que las muestras son monocomponentes, además la susceptibilidad magnética se mantiene aproximadamente constante a través de las distintas etapas de desmagnetización por altas temperaturas.

Se obtuvo una MRE o un CRM por cada muestra, y se aplicó la corrección de estructura correspondiente a cada uno de ellos. Pudo observarse un mejor agrupamiento de la población, donde el valor del parámetro estadístico K del promedio, varió de 36,29 a 35,01 al realizarse la mencionada corrección. Tampoco pudo llevarse a cabo el tilt test ya que la actitud de la mayoría de los bancos es subhorizontal.

Finalmente, se obtuvo una DMF para la Localidad II, dada por: Dec = 14,43°; Inc = -40,48°; α_{95} = 5,34° (Fig. 9, Tabla 1)

Discusión de los resultados

Una vez procesadas y analizadas todas las muestras provenientes de las localidades II y III, se llegó a obtener una DMF para cada una de las localidades, dadas por:

Localidad II: Dec_{obs}=14,43°; Inc_{obs}=-40,48°; α_{95} =5,34°

Localidad III: Dec_{obs}=192,15°; Inc_{obs}= 41,23°; α_{95} = 7,89°

Utilizando como referencia la dirección del campo dipolar actual en el área de muestreo, (aplicándole arbitrariamente un α_{95} =3°), pueden calcularse las anomalías en declinación (rotaciones) y en inclinación que representan las DMFs de ambas localidades y sus respectivos errores.

La dirección del campo dipolar actual en el área de muestreo está dado por: Dec_{ref} = 0°; Inc_{ref} = -42,6°; α_{95} = 3°.

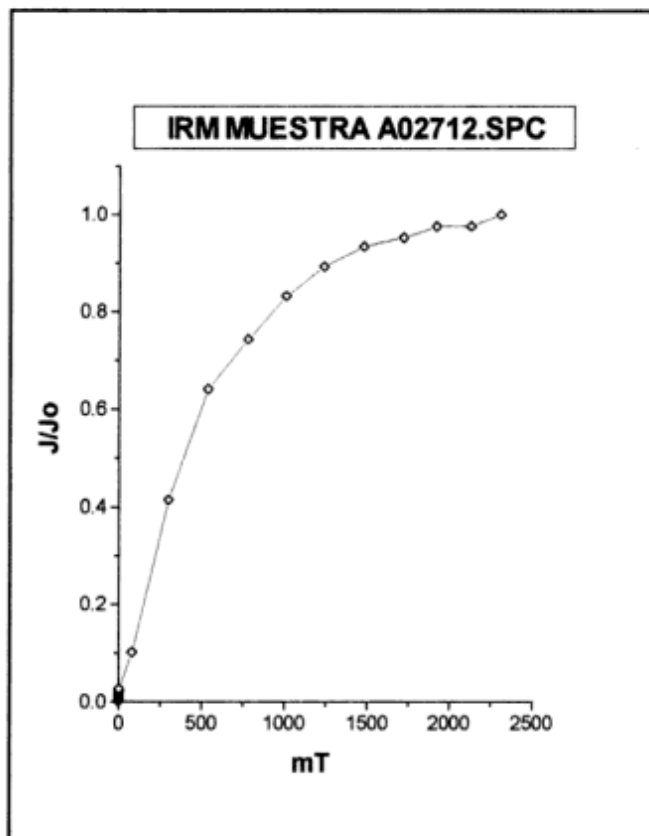
Las anomalías en declinación son (Demarest 1983):

$$R = Dec_{obs} - Dec_{ref}$$

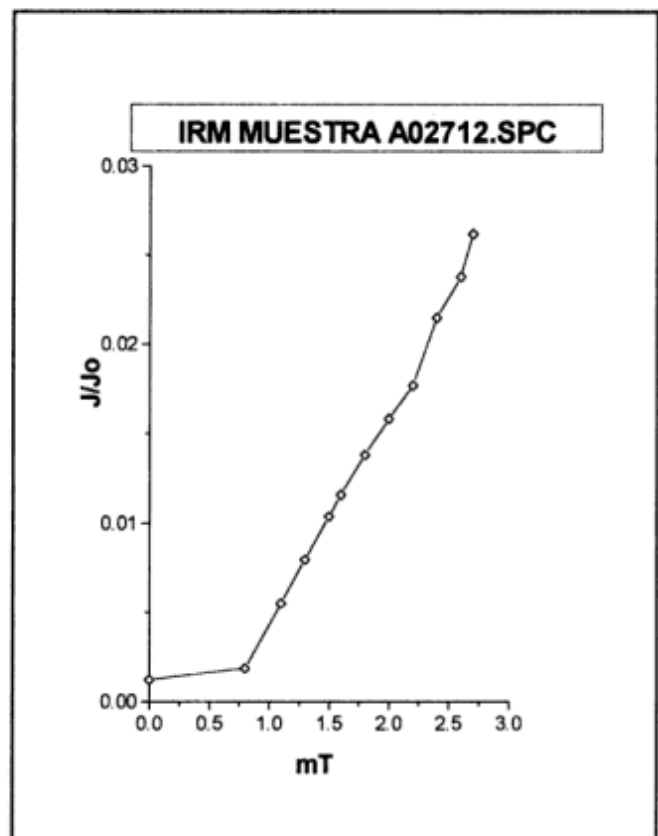
$$R' = 0,8 \arcsin(\sin \alpha_{95} / \cos Inc)$$

$$\Delta R = [(R'_{obs})^2 + (R'_{ref})^2]^{1/2}$$

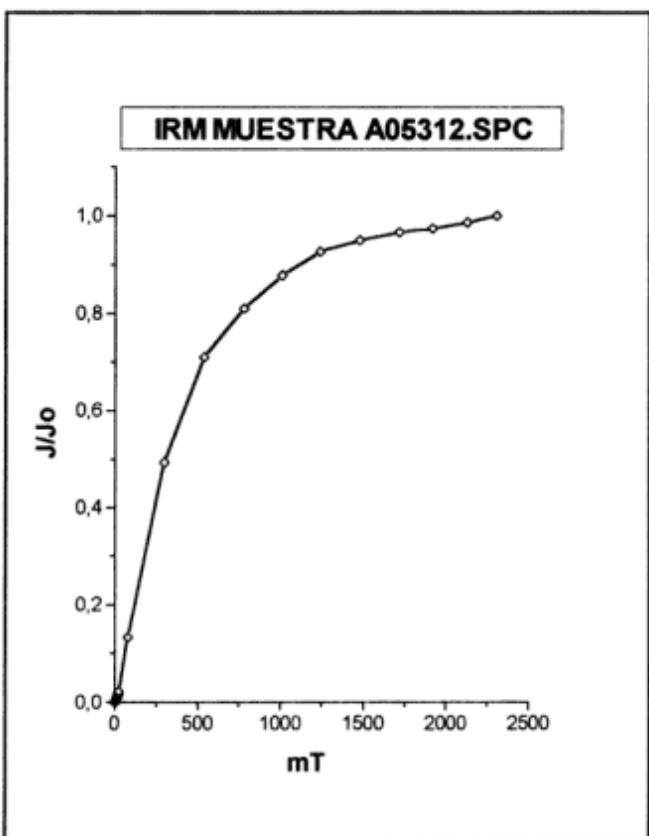
Figura 7: **a)** Curva de adquisición del IRM para el espécimen A02712.SPC; **b)** Zona de bajos valores en la curva de adquisición del IRM para el espécimen A02712.SPC; **c)** Curva de adquisición del IRM para el espécimen A05312.SPC; **d)** Zona de bajos valores en la curva de adquisición del IRM para el espécimen A05312.SPC.



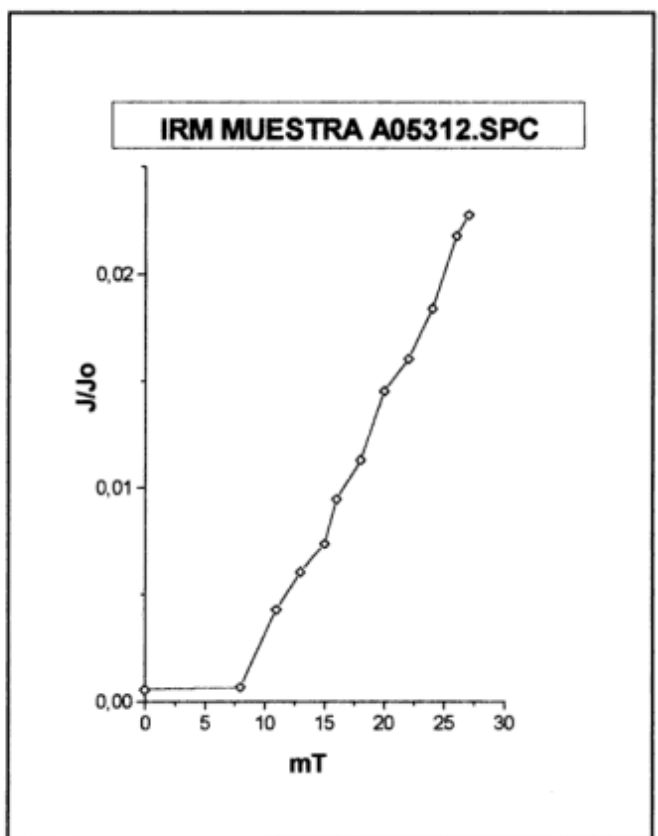
a)



b)



c)



d)

Las anomalías en inclinación son (Demarest 1983):

$$F = Inc_{ref} - Inc_{obs}$$

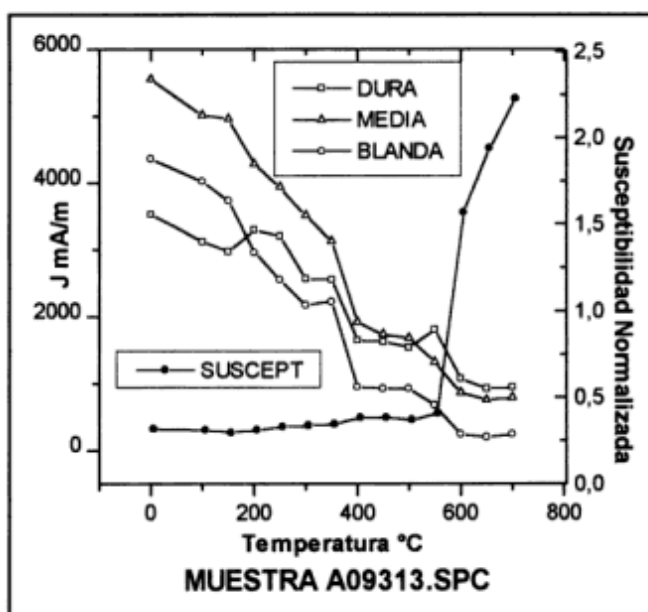
$$F' = \alpha_{95}$$

$$\Delta F = [(F'_{ref})^2 + (F'_{obs})^2]^{1/2}$$

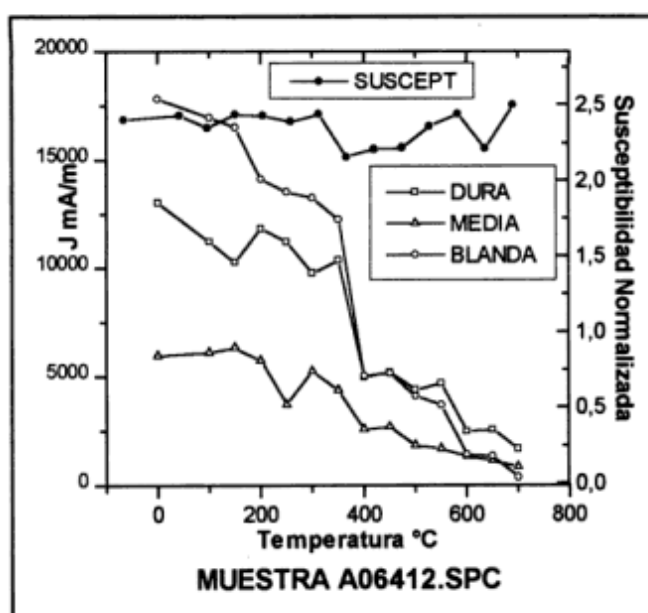
Para la localidad II: $R=14,43^\circ \pm 6,5^\circ$; $F = 1,98^\circ \pm 6,12^\circ$

Para la localidad III: $R=12,15^\circ \pm 9,02^\circ$; $F = 1,23^\circ \pm 8,44^\circ$ (Tabla 1).

Estos valores obtenidos indican que ambas localidades sufrieron rotaciones según ejes verticales en sentido horario de alrededor de 10-15°, ya que las anomalías en inclinación son despreciables si se toma



a)



b)

Figura 8: a) Curva de desmagnetización por altas temperaturas del IRM compuesto para el espécimen A09313.SPC; b) Idem a) para el espécimen A06412.SPC.

en cuenta su intervalo de error, mientras que en cambio, las anomalías en declinación sí resultan efectivas

En cuanto a la edad de la magnetización, si se considera que al realizar la corrección de estructura se observa un mejor agrupamiento de las poblaciones para ambas localidades, puede decirse que la magnetización es pre-tectónica aunque no haya sido posible realizar el *tilt test* debido a los bajos valores de inclinación de los bancos.

Debido a que las rotaciones para ambas localidades son de similar magnitud, y cada una de las localidades se encuentra muy cercana a la otra, resulta difícil determinar si las rotaciones son de carácter local o regional. Para tratar de resolver este problema se llevó a cabo un test estadístico para determinar si las muestras provenientes de cada una de las localidades poseen direcciones medias distintas. Es decir, para tratar de determinar si las muestras de cada una de las localidades pertenecen a diferentes poblaciones. El test estadístico es el siguiente: $g = 2(R-Rw) > X^2_{2(r-1), \alpha}$

Al 99,95% de confianza se determinó que las muestras provenientes de cada una de las localidades pertenecen a la misma población. Por lo tanto no es posible determinar si las rotaciones son de tipo local o regional.

Si bien esta imposibilidad limita en parte nuestro análisis, es posible utilizar las rotaciones halladas para tratar de determinar los procesos que generaron el combamiento de los Andes a la latitud del codo de Arica.

El combamiento de Arica es de 45° (Isacks 1988) a 60°

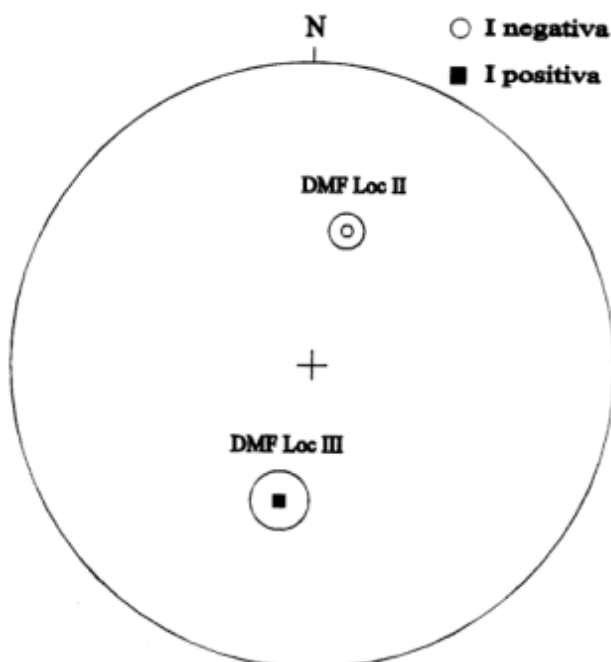


Figura 9: DMFs para las localidades II y III con corrección de estructura, se muestra el círculo de confianza para cada una de ellas.

(Beck 1994) y, al menos rotaciones horarias de 40° de magnitud son necesarias para explicar la orientación del acortamiento mio-plioceno (Marrett *et al.* 1994). El modelo del oroclino boliviano (Isacks 1988) predice la

existencia de una rotación regional horaria según un eje vertical para el limbo sur y propone que la fase más importante de acortamiento cortical ocurrió durante el Mio-Plioceno. Las rotaciones halladas en este trabajo

Tabla 1: Valores de las MRE_s y de los CRM_s para cada muestra y de las DMF_s para cada localidad (DEC: declinación; INC: inclinación; P: polaridad; N: normal; R: reverso).

LOCALIDAD II								
Muestra	MREs				CRM _s			P
	DEC	INC	α95	K	DEC	INC	λ	
A06011	29,62	-57.3	2,1	505,90				N
A06111	13,27	-36.51	3,1	159,08				N
A06211	39,43	-46.82	4,4	109,34				N
A06611	11,88	-39.13	2,8	294,46				N
A06711	10,96	-35.36	2	646,93				N
A06811	15,62	-39.28	4,4	133,97				N
A06911	53,30	-38.1	3,1	311,86				N
A07111	13,38	-28.84	2,3	486,10				N
A07311	8,03	-42.53	2,3	356,13				N
A07411	5,118	-26.92	2,5	605,55				N
A07611	6,28	-41.9	2,4	238,50				N
A07711	2,17	-48.02	2,3	261,03				N
A07811	1,71	-39.04	1,3	910				N
A08011					268,96	-20.42	0,09824	N
A08211					119,60	-15.94	0,18012	N
A08411					195,05	-58.26	0,01478	N
A08511					203,36	-44.17	0,00982	N
A08611					202,87	-39.27	0,12268	N
A08711					224,14	-62.33	0,03287	N
A08811					190,38	-60.6	0,05477	N
A09411	352,45	-44.07	4,8	134,64				N
A09611	15,81	-50.28	4,8	197,90				N
DIRECCION MEDIA		DEC=14,43°		INC= -40,48°		α95=5,34°		
ROTACION		R ± ΔR =14,43±6,50°						
LOCALIDAD III								
A02611					248,46	-38.84	0,04309	R
A02711					241,30	-26.82	0,01551	R
A02811					244,89	-14.6	0,03420	R
A02911	205,46	45,29	2	460,05				R
A02912	202,16	54,93	3,4	235				R
A03011	188,49	35,65	3,2	301,04				R
A03111	213,64	32,76	2,9	311,744				R
A03211	217,26	41,33	4,1	141,15				R
A03611					218,35	-66.09	0,02950	R
A03711					252,35	-33.97	0,02127	R
A03811	197,68	52,37	4,4	81,303				R
A04111					68,071	-12.46	0,07537	R
A04311					161,37	-60.46	0,01970	R
A04411	201,86	50	4,5	118,05				R
A05111					188,56	-51.29	0,07387	R
A05211	184,24	26,31	2,1	302,82				R
A05411					88,08	-1.88	0,08184	R
A05711					295,97	8.135	0,13972	R
DIRECCION MEDIA		DEC=192,15°		INC=41,23°		α95=7,89°		
ROTACION		R ± ΔR =12,15±9,02°						

para rocas oligocenas superiores - miocenas inferiores concuerdan con el sentido de rotación propuesto por Isacks (1988) para el limbo sur, pero la magnitud de las mismas no concuerda con los valores de rotación necesarios arriba mencionados. Esta situación podría deberse a que: a) el orógeno tuviese una forma original arqueada, es decir que parte del combamiento actualmente observado en el codo de Arica fuese una característica primaria de los Andes; b) ocurriese combamiento oroclinal incipiente durante la orogenia eocena, antes del Oligoceno tardío, o a que, c) ocurriese rotaciones de bloques según ejes verticales de carácter local (Beck 1988; Beck *et al.* 1994), controladas por la reactivación de estructuras preexistentes (Marrett *et al.* 1994; Somoza *et al.* 1996).

Las hipótesis a) y b) no explican la actual orientación de las estructuras mio-pliocenas. Nosotros preferimos la última explicación. El acortamiento mio-plioceno es prácticamente perpendicular a los pliegues ordovícicos observados en la Puna (Marrett *et al.* 1994), lo cuál sugeriría que la reactivación de características paleoestructurales habría controlado la cinemática de la deformación (Somoza *et al.* 1996). En este caso las rotaciones de bloques se originarían en respuesta a cizalla horizontal distribuida, (Beck 1988; Dewey y Lamb 1992) resultante de la descomposición del vector convergencia entre la placa de Nazca y Sudamérica; ya que éste fue oblicuo al margen continental durante el Cenozoico (Pardo Casas y Molnar 1987). Dicho vector habría generado componentes normales y paralelas al rumbo de estructuras preexistentes, dónde las componentes tangenciales serían dextrales al sur y sinistralas al norte de Arica (Beck 1988) explicando el sentido de las rotaciones observadas. Es importante mencionar que aún persiste el problema de la determinación de la escala de los bloques involucrados en las rotaciones locales. Desafortunadamente no existen actualmente datos paleomagnéticos que permitan definirla.

Conclusiones

a) Se determinó la existencia de rotaciones según ejes verticales de sentido horario de aproximadamente 10-15° en el área de muestreo.

b) Estos valores concuerdan con el patrón de rotaciones de los Andes Centrales (Somoza *et al.* 1996), definido por un dominio de rotaciones antihorarias en Perú, norte de Bolivia y en el extremo norte de Chile y un dominio de rotaciones horarias en el resto del norte de Chile, sur de Bolivia y noroeste de Argentina (hasta los 27-28° S).

c) La magnitud de las anomalías en declinación observadas no concuerda con la magnitud de combamiento oroclinal sugerido por el rumbo de las estructuras mio-pliocenas.

d) Los autores consideran que el modelo de rotaciones locales de bloques originadas como consecuencia de cizalla horizontal distribuida (Beck 1988; Beck *et al.* 1994), a partir de la descomposición del vector convergencia (oblicuo al margen continental durante el Cenozoico) en componentes normales y paralelas a estructuras preexistentes (Somoza *et al.* 1996), es el más adecuado para explicar la orientación de las estructuras mio-pliocenas y el patrón de rotaciones de los Andes Centrales simultáneamente.

e) Una base de datos paleomagnéticos mucho más completa que la actualmente existente en la zona, como así también un detallado control estructural de las localidades muestreadas, son necesarios para definir de manera concluyente el o los procesos que generaron el patrón de rotaciones de los Andes Centrales.

Agradecimientos

Agradecemos a Haroldo Vizán, Rubén Somoza y a dos árbitros anónimos por sus sugerencias y comentarios que ayudaron en gran medida a mejorar este trabajo. A la minera Utah por el apoyo logístico brindado durante la campaña. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, a la Universidad de Buenos Aires y al Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" que proveen los elementos y equipos necesarios. Esta investigación fue financiada por el CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R. W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Punaplateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R.W., Marrett, R.A., Eremchuck, J.E. y Alonso, R.N., 1987. Deformación neotectónica de la Puna Austral. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 1: 235-238. San Miguel de Tucumán.
- Alonso, R. N., Jordan, T., Tabbutt, K. y Vandervoort, D., 1991. Giant evaporite belts of the neogene Central Andes. *Geology*, 19: 401-404.
- Beck, M. E., 1988. Analysis of Late Jurassic-recent paleomagnetic data from active margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 39-52.
- Beck, M. E., Burmester, R. R., Drake, R. E. y Riley, P., 1994. A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the Central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics*, 13 (1): 215-224.
- Butler, R. F., Marshall, L. G., Drake, R. E. y Curtis, G. H., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and ⁴⁰K-³⁹Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca province, NW Argentina. *Journal of Geology*, 92: 623-636.
- Carey, S., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Proceedings Royal Society*, 89: 255-288. Tasmania.

- Cladouhos, T., Allmendinger, R., Coira, B. y Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (2): 209-228.
- Demarest, H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4321-4328.
- Dewey, J.F. y Lamb, S. H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* 205: 79-95.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings Royal Society, Ser. A* 217: 295-305. Londres.
- Gubbels, T. L., Isacks, B. L. y Farrar, E., 1993. High level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology*, 21: 695-698.
- Isacks, B.L., 1987. Formación de montañas no colisionales en los Andes Centrales. El Oroclino Boliviano. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 1: 211-214. San Miguel de Tucumán.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Jordan, T.E. y Alonso, R. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains 20-28° South Latitude. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 49-64.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17 (2): 159-162.
- MacFadden, B.J., Anaya, F. y Swisher II, C. C., 1995. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the Central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 100(B5): 8153-8167.
- Marrett, R. A., Allmendinger, R. W., Alonso, R. N. y Drake, R. E., 1994. The Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, Northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 179-207.
- McFadden, P. L., 1990. A new fold test for paleomagnetic studies. *Geophysical Journal International*, 103: 163-169.
- McFadden, P. L. y McElhinny, M. W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 161-172.
- Oviedo, E. S., 1989. MAG88: Un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos. Su aplicación al estudio paleomagnético de sedimentos cretácicos de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. (inédito).
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., Moya, M.C. y Amengual, R. 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-554. S.C. de Bariloche.
- Somoza, R., 1994. South American reference pole for the mid-Cretaceous: Further constraints in the interpretation of Andean paleomagnetic data. *Geology*, 22: 933-936.
- Somoza, R., Singer, S. y 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.
- Turner, J. C. y Mendez, V., 1979. Puna. En: Turner, J. C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 13-56. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Vandervoort, D., 1993. Non-marine evaporite basin studies, Southern Puna Plateau, Central Andes. Tesis Doctoral, Cornell University, EEUU. (inédito).
- Vandervoort, D., Jordan, T., Zeitler, P. y Alonso, R., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology*, 23(2): 145-148.
- Vilas, J. F. A., 1966. Equipo para la desmagnetización de rocas para el estudio paleomagnético de las mismas. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires. (inédito).
- Watts, A. B., Lamb, S. H., Fairhead, J. D. y Dewey, J. F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 9-21.
- Zijderveld, J.A.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. En: D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (Ed.). *Methods in paleomagnetism*, pp. 254-286. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 20 de diciembre, 1995

Aceptado: 20 de agosto, 1996

Alteración episienítica: relación entre los cambios químicos y la mineralogía en manifestaciones nucleares del batolito de Achala

Teresita F. MONTENEGRO^{1,2}

¹*Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.*

²*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Instituto de Geoquímica, Dirección General de Sistemas, (F.A.A.), Av. Mitre 3100, 1663 San Miguel, provincia de Buenos Aires.*

ABSTRACT. *Episyenitic alteration: relationship between chemical changes and mineralogy in uranium deposits of the Achala Batholith.* The peraluminous granite of the Achala Batholith, Córdoba Province, includes episyenitic bodies. Episyenites are granitic rocks with intensive cataclasis and alteration, processes which can cause loss of stability in some minerals, recrystallization and neomineralization. Depending on the degree of alteration the rocks may be fresh granites, tectonized, episyenitic granites, or episyenites. In this sequence the SiO₂, FeO, MgO concentrations decrease and Na₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃ concentrations increase. These changes are caused by the disappearance of quartz and micas, albite crystallization (metasomatism), and the formation of sericite, chlorite and muscovite. TiO₂ remains constant but anatase appears. P₂O₅ concentration shows no changes, but there are mineralogical variations: formation of uranium phosphates and apatite recrystallization. Secondary quartz and specular hematite-quartz veins occur. Elemental U, hosted by biotite, feldspars and accessory minerals, and the common, though randomly distributed, presence of uraninite account for the uranium content of the granites. The presence of U-exogenous minerals and other potential U-bearing phases in episyenites, increase the uranium content. The alteration of granitic minerals is controlled by P-T-X characteristics of fluids, cataclasis and alkali metasomatism. Final distribution of elements is related to the progressive alteration. The peraluminous composition of Achala granite allows the formation of episyenites with depletion of silica and enrichment of Na₂O.

Introducción

El batolito de Achala, en la provincia de Córdoba, es un conjunto de cuerpos intrusivos graníticos, de composiciones peraluminosas. Aloja cuerpos de episyenitas, que son rocas originalmente graníticas, afectadas por intensa cataclasis y alteración. Fueron estudiadas por Lucero y Daziano (1982) y por Lira (1987). Hay además, metasomatismo sódico y muscovitización tardía.

El proceso de episienitización o alteración episienítica se caracteriza por la pérdida del cuarzo magmático y de las micas, lo que origina una roca porosa que, posteriormente, es rellenada por recristalización de cuarzo, apatita y albite y cristalización de hematita especular, anatasa, arcillas, cloritas, minerales secundarios de uranio y fluorita.

Los granitos que constituyen el batolito son ricos en

uranio, superando el promedio para ese tipo de rocas (entre otros, Nicolli *et al.* 1975). Las episyenitas por lo general tienen más uranio ya que concentran las mineralizaciones.

La episienitización es un proceso que comprende cambios mineralógicos y químicos. El presente trabajo analiza la evolución en los contenidos de los óxidos mayoritarios y del uranio y la relación con los cambios mineralógicos ocurridos durante el proceso de alteración.

Metodología

Los estudios se llevaron a cabo en las manifestaciones nucleares Los Riojanos, Don alberto, La Negra y Los Gigantes, que están ubicadas en la porción central del

batolito de Achala (31° 26' lat. S y 64° 55' a 64° 58' long. O), en la provincia de Córdoba (Fig. 1).

Las muestras fueron clasificadas por el grado de alteración y cataclasis en: granito fresco - granito en proceso de episienitización (granito-tectonita)-episienita.

Los análisis químicos de los elementos mayoritarios se efectuaron en el laboratorio del Instituto de Geoquímica (INGEOQUI - Dirección General de Sistemas - F.A.A.) y los de uranio total en el laboratorio de la Gerencia de Exploración de la Comisión Nacional de Energía Atómica.

Características litológicas

Granitos: en el área de Los Riojanos aflora un leucomonzogranito muscovítico de grano mediano, e hipidiomorfo. Se compone por 35% de cuarzo, 30% de microclino, 25% de plagioclasa (albita) y 10% de micas (biotita y muscovita primaria). Además hay muscovita secundaria y albitización tardía. Los minerales accesorios son apatita, circón, rutilo, fluorita, uraninita y turmalina.

En las manifestaciones Don Alberto y Los Gigantes aflora el granito porfiroide de mayor desarrollo areal, de grano mediano con variaciones de tamaño de grano, e hipidiomorfo. El carácter porfiroideo está dado por los

megacristales de microclino. Está constituido por microclino (35%), cuarzo (35-30%), plagioclasa (20-25%) (oligoclasa) y micas (10%) (biotita y escasa muscovita primaria), con apatita, circón y rutilo como accesorios. Hay albitización tardía.

Episienitas: están formadas por un 80 a 90% de feldespatos y escaso cuarzo. La pérdida de minerales propios del granito origina cavidades o núcleos que son ocupados en parte, por sericita-clorita (illita, según Lira 1987). Entre los feldespatos predomina la plagioclasa (albita-oligoclasa). En el área de la manifestación Los Gigantes la proporción de plagioclasa es algo menor, a la vez que es ligeramente más cálcica. El cuarzo es secundario, sub a euhedral y crece en cavidades originadas por la episienitización. Hay cloritas, anatasa, apatita, hematita especular y minerales de uranio.

Cataclasis: los minerales de las rocas graníticas adquieren texturas características de acción cataclástica que se acentúan gradualmente con el grado de deformación (Montenegro 1993a). Si, además, están afectadas por procesos hidrotermales, son granitos en vías de episienitización.

Resultados

Elementos mayoritarios y normas CIPW

En la Tabla 1 están consignados los resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios de las rocas, ordenadas de acuerdo con su estado de deformación y alteración. Algunos óxidos muestran cambios notables durante la transformación: por ejemplo, la alúmina, el óxido férrico y el Na_2O que aumentan hacia las episienitas, mientras que la sílice, FeO y MgO disminuyen en el mismo sentido. El contenido de K_2O es levemente más alto. Los restantes óxidos se mantienen constantes o muestran pequeños cambios.

Respecto de los valores normativos (Tabla 1) albita y hematita aumentan al pasar del granito a la episienita; mientras que hipersteno y cuarzo disminuyen. La alúmina se concentra en el corindón o en la albita y ortosa-anortita que aumentan en las episienitas.

Aluminosidad-alcalinidad

Son rocas peraluminosas con tendencia hacia los términos metaluminosos-peralcalinos (según la representación ortogonal de Rapela 1982 de los parámetros de Shand; en: Lira 1987 y Montenegro 1993a) (Fig.2). Como el porcentaje de CaO se mantiene

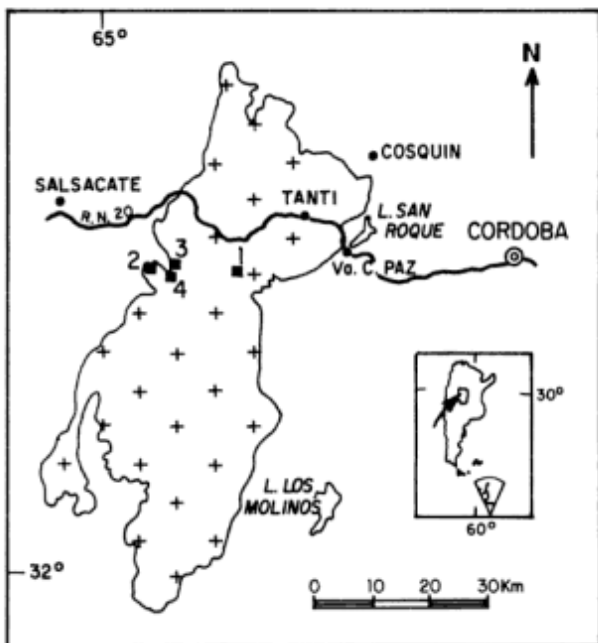


Figura 1: Mapa de ubicación. Batolito de Achala y manifestaciones nucleares: 1. Los Gigantes; 2. Los Riojanos; 3. Don Alberto; 4. La Negra.

Tabla 1: Composición química y normas CIPW.

	GRANITOS										GRANITOS-TECTONITAS				EPISIENITAS			
	LR VII	Gr.LR	LR I	LRX	LR 11	LR 21	LR 3	Gr.LG	(1)	LR II	LR III	LR 15	LR XI	Q1LG	Q2LG	1B	LR15	
SiO ₂	73,70	75,60	71,90	75,80	73,40	74,20	74,70	71,10	71,98	72,50	74,30	72,50	71,30	65,60	63,60	67,60	68,40	
TiO ₂	0,08	0,18	0,24	0,06	0,09	0,06	0,22	0,47	0,26	0,18	0,35	0,11	0,13	0,29	0,49	0,43	0,11	
Al ₂ O ₃	14,70	12,90	15,30	13,50	14,60	14,50	14,40	14,90	15,34	15,10	13,80	14,30	16,30	18,00	19,63	15,60	16,80	
Fe ₂ O ₃	0,57	0,30	0,43	0,42	0,15	0,44	0,31	1,67	0,97	0,75	0,80	0,35	0,60	1,93	1,99	2,75	0,71	
FeO	0,47	0,53	0,18	0,49	0,66	0,39	0,30	0,70	0,62	0,19	0,18	0,54	0,19	0,43	0,08	0,15	0,09	
MnO	0,06	0,04	0,02	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,03	0,07	0,03	0,05	0,04	0,09	0,03	
MgO	0,09	0,25	1,54	0,10	0,70	0,21	0,69	0,71	0,39	1,03	0,71	1,48	0,59	0,28	0,24	0,07	0,17	
CaO	0,54	0,68	0,66	0,56	0,94	0,59	0,68	0,70	1,11	0,67	0,67	0,85	0,79	0,94	0,51	1,04	0,65	
Na ₂ O	3,33	3,65	3,74	3,61	4,16	3,90	3,46	3,43	3,02	3,67	3,25	3,69	4,25	5,37	5,07	4,86	6,84	
K ₂ O	5,26	4,85	5,44	4,42	4,68	4,43	4,92	5,05	4,13	5,07	5,32	5,20	5,14	5,58	5,79	4,63	4,91	
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,30	0,29	0,33	0,37	0,29	0,26	0,30	0,30	0,26	0,27	0,30	0,33	0,30	0,53	0,38	
LOI	1,19	0,93	0,80	0,95	0,88	1,23	0,67	1,60	0,00	0,94	0,94	1,17	0,79	2,12	2,67	2,56	1,31	
Qz	33,82	34,78	26,56	37,40	28,66	34,23	33,86	30,37	0,00	29,77	33,67	27,80	25,35	11,72	11,68	20,77	9,27	
Co	3,20	1,03	2,77	2,47	1,75	3,15	2,81	3,19	0,00	3,08	2,77	1,73	3,04	2,22	4,92	1,97	0,00	
Or	30,17	28,83	32,23	26,27	27,72	26,33	28,83	30,06	0,00	30,12	31,28	30,89	30,45	33,40	35,00	27,37	29,02	
Ab	28,42	31,04	31,73	30,68	35,29	33,25	29,10	29,26	0,00	31,21	27,37	31,36	36,03	46,10	43,80	41,12	57,87	
An	1,00	1,78	1,33	0,89	2,53	0,50	1,47	1,78	0,00	1,39	1,67	2,45	1,97	2,58	0,64	1,70	0,64	
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	
Hy	0,59	1,12	3,78	0,82	2,79	0,87	1,68	1,76	0,00	2,56	1,76	4,35	1,44	0,69	0,59	0,17	0,40	
Mt	0,81	0,41	0,00	0,60	0,20	0,62	0,41	1,06	0,00	0,16	0,00	0,51	0,32	1,45	0,00	0,00	0,00	
Hm	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,01	0,94	0,00	0,64	0,79	0,00	0,36	0,94	2,02	2,75	0,71	
Il	0,15	0,33	0,42	0,11	0,16	0,10	0,41	0,88	0,00	0,33	0,44	0,21	0,24	0,03	0,24	0,51	0,19	
Sph	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Ru	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,36	0,16	0,00	
Ap	0,60	0,57	0,70	0,67	0,77	0,87	0,67	0,60	0,00	0,70	0,60	0,64	0,70	0,47	0,70	1,26	0,90	

Granitos: LR VII= 20,50 m, perforación de Los Riojanos. LR I= 29,40-29,50 m, perforación de Los Riojanos. Gr. LR= granito tipo de Los Riojanos. LR X= 37,10-37,30 m, perforación de Los Riojanos. LR 11= 32,60-33,10, perforación de Los Riojanos. LR 21= 121,80-122,0 m, perforación de Los Riojanos. LR 3= bis, 25,00-25,60 m, perforación de Los Riojanos. Gr. LG= granito porfiróide tipo de Los Gigantes. (1)= granito de Los Gigantes, composición promedio, Nicolli *et al.* (1975). Granitos- tectonitas: LR II= 15,00 m, perforación de Los Riojanos. LR III= 25,40-25,70 m, perforación de Los Riojanos. LR 15= 45,70-46,50 m, perforación de Los Riojanos. LR XI= 20,20-20,90 m, perforación de Los Riojanos. Episenitas: Q1, Q2 y 1B= episenitas de Los Gigantes LR 15= episenita de Los Riojanos, perforación profundidad 35 m. Qz= cuarzo; Co= corindón; Or= ortosa; Ab= albita; An= anortita; Di= diópsido; Hy= hipersteno; Mt= magnetita; Hm= hematita; Il= ilmenita; Sph= esfena; Ru= rutilo; Ap= apatita; LOI= Pérdida por calcinación a 925°C.

constante y el K_2O aumenta levemente, esta tendencia indica que es mayor el incremento en Na_2O que en alúmina. Efectivamente, el aumento en Al_2O_3 no excede el 40%, mientras que el incremento en Na_2O siempre es mayor que el 47%. En particular, para la manifestación Los Riojanos, la roca fresca tiene 3,61% de Na_2O (LR X) mientras que en las episienitas hay 6,84%, con lo cual, el incremento en este óxido supera el 90%. Sin embargo, ambos aumentos son significativos y definitorios en las episienitas.

En la secuencia de Los Gigantes, por ejemplo, se produce un incremento máximo en la alúmina de 32% en el pasaje del granito a la roca alterada.

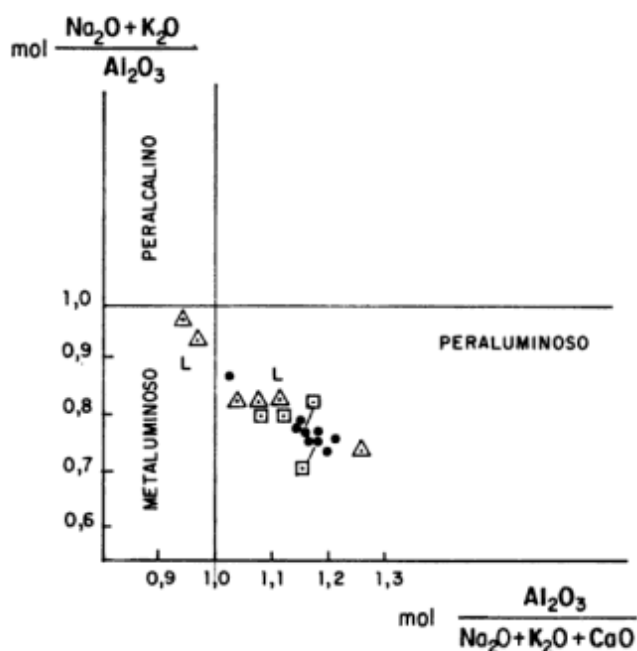
Relación $Na_2O - K_2O$

Si bien, en la mayoría de las rocas el K_2O supera al Na_2O , se evidencia una tendencia hacia el aumento del

contenido de Na_2O con el grado de episienitización (Fig. 3). La episienita de Los Riojanos tiene mayor porcentaje de Na_2O que K_2O y es un cuerpo feldespático. También una episienita de Los Gigantes tiene más Na_2O que K_2O . Entre los granitos cataclásticos se diferencia una muestra de Los Riojanos (perforación XI, 20, 20 m de profundidad) que, además de cataclasis, tiene características mineralógicas que indican un inicio de episienitización.

Teniendo en cuenta que el K_2O apenas varía, la relación Na_2O/K_2O se incrementa, para cada manifestación, con el grado de episienitización de la roca. Por ejemplo, para la manifestación Los Gigantes, la relación es de 0,68 para el granito porfiroide; mientras que en las episienitas llega a 0,87 (Q2), 0,96 (Q1) y 1,05 (1B). El incremento más notable se manifiesta en el área de Los Riojanos donde se pasa de 0,63-0,88 para el granito, a una relación de 1,4 para la episienita.

Este aumento no es progresivo con el grado de cataclasis, ya que en los granitos cataclásticos no se evidencian cambios significativos. El incremento en Na_2O caracteriza a ciertos tipos de episienitización.



REFERENCIAS

- △ Episienitas
- L : Datos de Lira (1987)
- Granito - Tectonita
- Granito fresco

Figura 2: Relación aluminosidad-alkalinidad. Representación de Rapela (1982) de los parámetros de Shand.

Relación entre sílice y álcalis

La disolución del cuarzo magmático provoca el descenso en el contenido de SiO_2 . Sin embargo, esta relación no es directa ya que también hay precipitación de cuarzo secundario y cristalización tardía de plagioclasa ácida y microclino, minerales que también llevan sílice. Leroy (1978) calcula el consumo de sílice en las reacciones mineralógicas que acompañan a la episienitización. Concluye que los porcentajes de sílice lixiviada y de sílice consumida por las neomineralizaciones son prácticamente equivalentes.

Sin embargo, si se considera el contenido de cuarzo secundario se obtiene una diferencia entre ambos valores. Por ejemplo, para la manifestación Los Gigantes, suponiendo que todo el cuarzo normativo de las episienitas Q1 y Q2 (11,70) (Tabla 1) es equivalente a la cantidad de cuarzo secundario, sólo el 53,37% del total de SiO_2 es consumido por los restantes minerales (albita-ortosa-anortita). De esta manera, el descenso en el contenido de este óxido, del granito a la episienita, es del 25%. O sea que, a pesar de que hubo aporte de álcalis para formar feldespatos y nuevas micas (minerales que consumen sílice), la pérdida de sílice, durante la episienitización, fue superior al consumo en neomineralización y recristalización. En algunas episienitas, por ejemplo la de Puesto Moreno a pocos kilómetros del yacimiento, hay abundante cuarzo globular producto de la recristalización del cuarzo lixiviado.

Relación Fe^{2+}/Fe^{3+} y contenidos de Fe^{2+}

Con el avance del proceso de episienitización y con mayor grado de cataclasis se produce una disminución notable en el contenido de Fe^{2+} (Tablas 1 y 2). Las muestras que se apartan de esta tendencia (LR 15 y Q1 LG) son portadoras de pirita precipitada con posterioridad a la transformación de la roca (Tabla 2).

Para la secuencia de Los Gigantes, entre el granito y las episienitas, el Fe^{2+} baja entre 78,5 y 88,5%. En Los Riojanos, para el granito en vías de alteración, el descenso llega hasta 64,15% (granito Los Riojanos a cataclasita LR II) y al 80% para la episienita.

En el mismo sentido, se produce una disminución en la relación Fe^{2+}/Fe^{3+} (Tabla 2) lo que indica un aumento en el grado de oxidación, hecho que ya fuera observado por Lira (1987).

Titanio

No hay cambios significativos en los contenidos de TiO_2 con el avance del proceso de episienitización (Tabla 1). Las rocas originalmente más ricas en este óxido, lo conservan a pesar de la alteración. Esto coincide con lo expresado por Winchester y Floyd (1977) en el sentido de que el TiO_2 no migra durante la meteorización, metamorfismo, metasomatismo, etc. (en general, procesos secundarios).

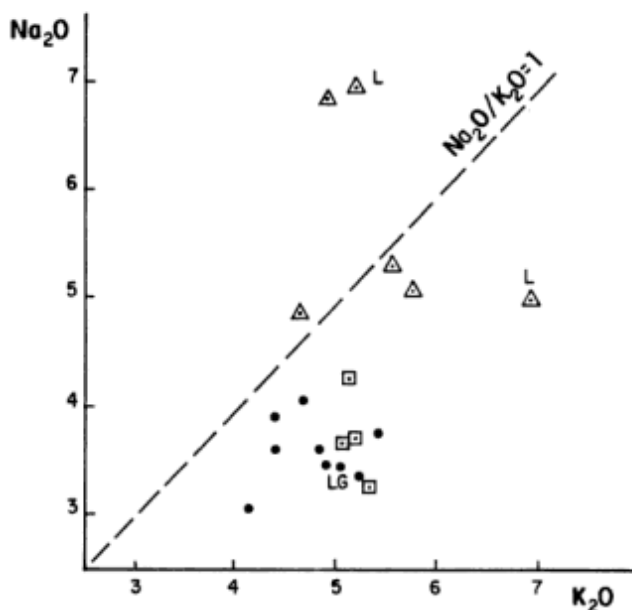


Figura 3: Relación Na_2O/K_2O (en porcentaje en peso). Simbología igual que en la Figura 2.

Tabla 2: Relación de Fe^{2+}/Fe^{3+} , calculado en función de los porcentajes en peso de FeO y Fe_2O_3 . Profundidad de las perforaciones igual que en la Tabla 1.

Relación Fe^{2+}/Fe^{3+} , calculado en función de los porcentajes en peso de FeO y Fe_2O_3

Muestra	Fe^{2+}/Fe^{3+}
<u>Granitos</u>	
LR VII	0,82
Gr. LR	1,76
LR I	0,42
LR X	1,16
LR 11	4,40
LR 21	0,88
LR 3 bis	0,96
Gr. LG	0,42
(1)	0,64
<u>Granitos-- Tectonitas</u>	
LR II	0,25
LR III	0,22
LR 15	1,54*
LR XI	0,32
<u>Episienitas</u>	
Q1 LG	0,2*
Q2 LG	0,04
1 B LG	0,05
LR 15	0,12

*= Presencia de pirita

LR= Los Riojanos - Gr.= granito

LG= Los Gigantes - (1)= valor promedio del granito Los Gigantes, de Nicolli et al (1975)

También en los datos de Lira (1987) se mantiene esta constancia (0,07 y 0,27% para episienitas de Los Riojanos y La Negra, respectivamente y de 0,12% y 0,38% para los dos granitos relacionados).

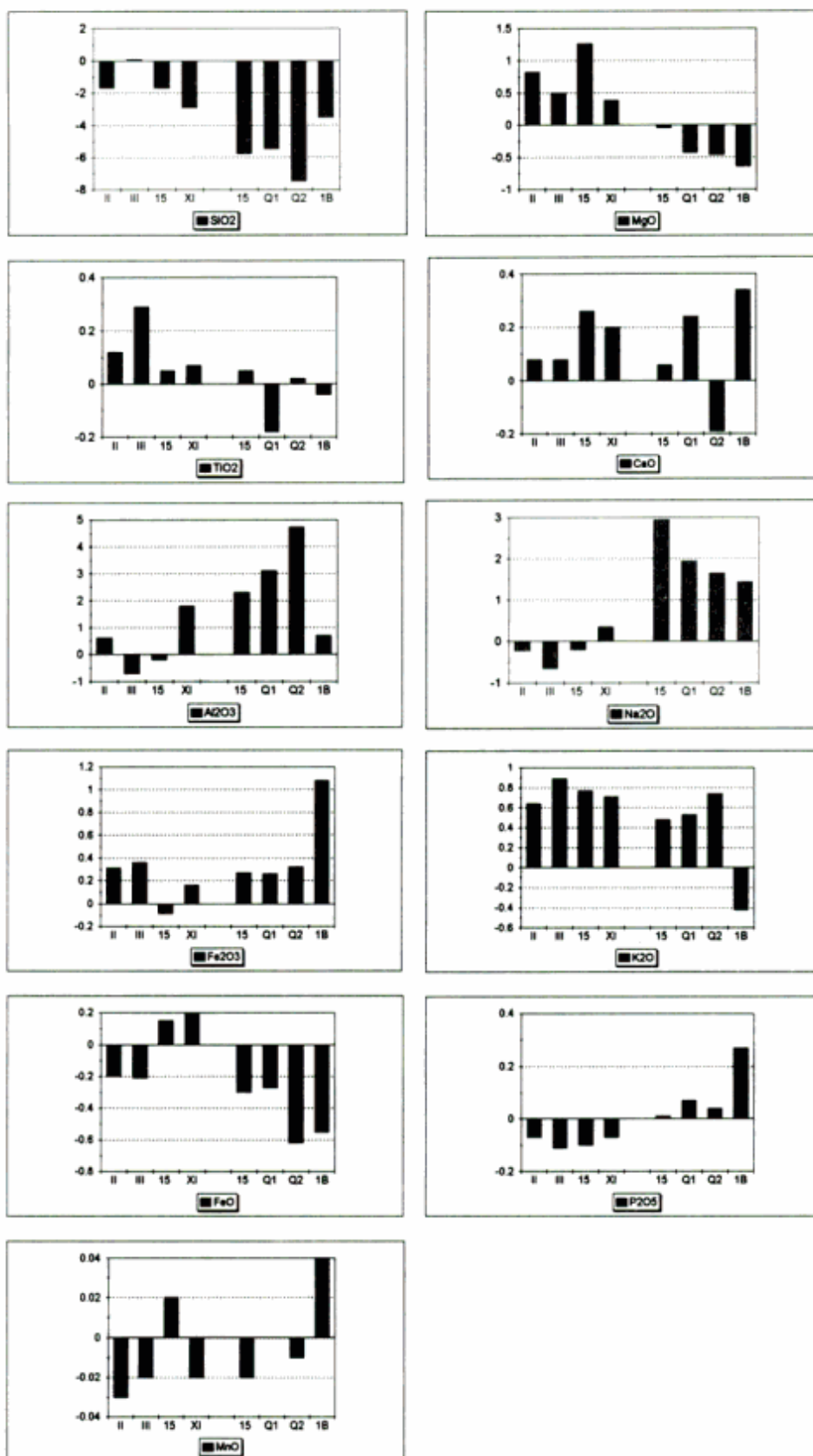


Figura 4: Variación en los contenidos de los óxidos mayoritarios en cataclasitas y episienitas con referencia al granito fresco. *Granito de referencia:* Los Gigantes Gr. LG; Los Riojanos LR 21. *Cataclasitas:* II= LR II; III= LR III; 15= LR 15, 45,70-46,50m; XI= LR XI, Los Riojanos. (Detalle de las profundidades en referencias de Tabla 1). *Episienitas:* 15= LR 15, 35m, Los Riojanos; Q1, Q2 y 1B, Los Gigantes.

Uranio

Los granitos analizados son ricos en U, superando, en la mayoría de los casos, el valor promedio calculado para rocas ígneas ácidas (4 ppm de U; en Toubes 1978).

Los contenidos más altos se encuentran en las episienitas de Los Gigantes (Ep. LG), el granito porfiroide de Los Gigantes (Gr. LG) y dos fracciones del granito de Los Riojanos (LR) (Tabla 3).

Para la manifestación Los Gigantes el contenido en U total se incrementa con el grado de alteración de la roca, pasando de 89 ppm en el granito porfiroide a 149 y 150 en las episienitas. En la manifestación Los Riojanos, Lira (1987) encuentra un aumento en los contenidos de U fijo y de U total con el grado de alteración de la roca.

Discusión

Sílice

La variación en los contenidos en sílice con respecto al granito fresco se representa en la Figura 4. Es notable la pérdida de sílice, particularmente en las episienitas ya que en todos los casos quedan representadas por debajo de la línea de referencia del granito. Este hecho es destacable ya que, excepto una episienita de Los Riojanos, todas las otras tienen cuarzo secundario que incide en la proyección.

La disolución del cuarzo magmático fue ocasionada por la acción de la presión externa y las características de presión-temperatura-composición de los fluidos (Montenegro 1994).

Alúmina

Entre los óxidos mayoritarios, la alúmina muestra uno de los mayores cambios (Figura 4). El proceso de episienitización va acompañado por un fuerte aumento de Al_2O_3 que, mineralógicamente, corresponde a la formación de muscovita y sericita (o aumento de la relación Mu-Sr/Biot.) y a la cristalización de albíta y feldespato potásico en menor proporción. Según datos de Deer *et al.* (1974) la muscovita tiene 36,85 y 27,16% de Al_2O_3 ; la hidromuscovita, 36,37% y la biotita, entre 13,10 y 20,38%, valores que explican la fuerte suba de Al_2O_3 .

Alcalis

Respecto del Na_2O , su aumento con el grado de episienitización (Figura 4) es explicado por la

concentración de albíta o plagioclasa ácida que se produce en las rocas alteradas. Si bien el metasomatismo sódico afecta en general a todas las rocas de la zona, son las episienitas las que concentran sus efectos. Las de Los Riojanos se destacan por el elevado porcentaje de Na_2O , que responde a su alto contenido en plagioclasa albítica. En particular, una de las episienitas (Lira 1987), ha sido considerada como la zona central, feldespática, de un cuerpo episienítico (Montenegro 1993a), en virtud de su alto contenido en albíta.

El K_2O en cambio, no muestra una tendencia demasiado definida.

Hierro

El Fe^{3+} aumenta notablemente en las episienitas de Los Gigantes, hecho justificado por la mayor abundancia de muscovita. Inclusive, en las tectonitas sin episienitización (por ejemplo para la secuencia de Los Riojanos, véase Tabla 1) hay un aumento en el contenido en Fe^{3+} . La muscovita es derivada de la biotita y/o se origina por muscovitización tardía. La desaparición de la biotita al avanzar la cataclisis explica el descenso en el contenido de Fe^{3+} ya que esta mica tiene, en promedio, más FeO que Fe_2O_3 y la muscovita, en cambio, es más rica en Fe^{3+} .

El incremento en Fe^{3+} no debe ser adjudicado exclusivamente a la muscovita ya que hay un proceso de hematización, particularmente notable en las episienitas de Los Gigantes. Son venillas de cuarzo y hematita especular, intercrecida con anatasa, que precipitaron durante la etapa hidrotermal, a partir de los 230-250°C (Montenegro 1993a).

Magnesio

El descenso en el contenido en MgO que se produce con el aumento de la episienitización, se debe a la desaparición total o parcial de la biotita. Es el primer mineral en mostrar signos de la cataclisis (Montenegro 1993a), proceso que promueve la pérdida de elementos al favorecer la apertura de la mica a lo largo de planos de clivaje. De acuerdo con los datos presentados por Deer *et al.* (1974) la biotita tiene entre 4,23 y 12,75%, mientras que la muscovita tiene 0,08% y la hidromuscovita, 0,50% de MgO; por lo que ninguno de estos dos minerales alcanzarían a receptor el MgO liberado.

Fósforo

Si bien no hay variación en los porcentajes en peso del óxido con el avance de la episienitización, hay

cambios en la mineralogía, ya que se produce recristalización de apatita y formación de fosfatos de uranio (micas).

La intensa cataclasis que afecta a gran parte de las rocas favorece la liberación de los componentes de apatita que, comúnmente presenta corrosión y fracturación (Montenegro 1993a). Este hecho explica el descenso en el porcentaje de P_2O_5 en las cataclasis. Como portadora de U (Lucero y Rinaldi 1972; Lira 1987), la apatita también libera este elemento. El metasomatismo sódico también participaría en la lixiviación de la apatita (Cathelineau 1987).

La alteración hidrotermal de los minerales accesorios habría sido producida por fluidos con temperaturas entre 250 y 370°C (hasta 400°C) y baja concentración salina (Montenegro 1993a).

La existencia de abundante apatita (fluorapatita, Lira 1987) indica alta concentración de F^- y HPO_4^{2-} en las soluciones. Por otra parte hay relación directa entre los contenidos de P_2O_5 y los de U total (Nicolli *et al.* 1974; Lira 1987; Giménez de Patiño 1989; Montenegro 1993a). Por lo tanto, complejos fosfáticos habrían actuado como transporte del uranio entre 300 y 400°C (y quizá hasta 230°C). El posterior descenso de la temperatura favoreció la reprecipitación de la apatita y la precipitación de autunita-metautunita. Lira (1987) cita la presencia de apatita postgranítica, con muscovita y metatorbernita, en el granito porfiroide. Por otra parte, hay evidencias texturales de recristalización de apatita.

Minerales de Titanio

En los granitos frescos y en los granitos tectonizados, el Ti está contenido en biotita, en rutilo y en esfena (menos abundante) (Montenegro 1993a). En cambio en las episienitas y en los granitos tectonizados en proceso de episienitización, la anatasa es el mineral de Ti. Está alojada en núcleos de sericita-clorita y en cuarzo secundario. También se encuentra intercrecida con hematita especular.

La anatasa deriva de la biotita por expulsión de Ti durante la cataclasis que abre los planos de clivaje. Además hay abundantes agujas de rutilo incluidas en el cuarzo del granito (particularmente en Los Gigantes) y en menor proporción en plagioclasa cálcica, minerales ambos, que en las rocas transformadas se tornan inestables o están ausentes.

La desestabilización de los minerales graníticos portadores de Ti está ligada al proceso cataclástico-hidrotermal que afecta a la roca fresca y ha tenido lugar entre los 400 y 250°C durante la episienitización (Montenegro 1993a). El CO_2 registrado en la porción de alta temperatura del sistema (entre 275 y 425°C, Montenegro 1993b) también ha contribuido a la desestabilización de minerales de titanio (Pagel y

Tabla 3: Contenidos de uranio, en ppm.

Muestra	% U ppm
<u>Episienitas</u>	
Q1 LG	150,0
Q2 LG	149,0
<u>Granitos -Tectonitas</u>	
LR II (15 m)	7,0
LR III (25,40-25,70m)	7,9
LR 15(45,70-46,50)	10,4
LR XI (20,20-20,90)	5,9
<u>Granitos</u>	
LR VII (20,50m)	163,0
LR 21 (121,80m)	147,0
LR X (37,10-37,30m)	28,0
LR I (29,40-29,50m)	6,4
LR 3 bis (25,00-25,60m)	3,9
LR 11 (32,60-33,10m)	3,9
Gr. L.G.	89,0

Ruhlmann 1979). La concentración de anatasa en las episienitas se debe exclusivamente al hidrotermalismo que permitió su cristalización. Esta habría ocurrido en un medio acuoso, con salinidad no mayor del 2,6% eq. NaCl, por debajo de los 250°C y probablemente hasta los 200°C. Pagel y Ruhlmann (1979) obtienen un intervalo de 199 a 242°C (promedio=217°C). La anatasa es probable portadora de importantes cantidades de uranio (entre otros, Saulnier 1979; Lira 1987; Montenegro 1993a).

Otros

Respecto del manganeso y del calcio no manifiestan una tendencia definida con el avance del proceso de alteración y, por lo tanto, con la pérdida de sílice.

Uranio

Exceptuando dos muestras de granitos de Los Riojanos las rocas más ricas en U son las episienitas (Tabla 3). Este hecho se explica por la mayor actividad de los fluidos hidrotermales que promueven la

concentración de U, ya sea por adsorción o en la estructura de los minerales. Por esta misma razón, en los granitos tectonizados los contenidos en U pueden disminuir ya que no ha habido recristalización o neomineralización completa.

El U está contenido en el granito en minerales principales de cristalización magmática como son la biotita y feldespatos; y en minerales accesorios como el circón y la apatita principalmente. También es posible su presencia en esfena, magnetita e ilmenita. Además, en algunas zonas el granito es portador de uraninita.

La cataclasis, la muscovitización y cloritización, favorecen, individualmente o en conjunto, la liberación de U, Ti y Fe de la biotita. La sericitización de los feldespatos también actúa como liberador de U. La trituración tectónica y la alteración hidrotermal pueden alterar la estructura de los minerales accesorios resistiendo permitiendo la liberación del U (Cuney y Friedrich 1987). Teniendo en cuenta la corrosión y fracturación que afecta comúnmente a los cristales de apatita se considera que la cataclasis ha tenido activa participación en la liberación de U a partir de la apatita.

Por otra parte, el metasomatismo alcalino (sódico) también está relacionado con la lixiviación de U, Th y tierras raras contenidos en uraninita, apatita y en menor grado, circón, de granitos peraluminosos. Si esta alteración afecta grandes volúmenes de la corteza la cantidad de U liberado puede contribuir a la formación de depósitos (Cuney y Friedrich 1987).

La alteración hidrotermal favorece la formación de arcillas y óxidos e hidróxidos amorfos de Fe, Mn y Ti que aumentan la proporción de U intersticial, ya que las soluciones circulantes transportan U móvil (U^{6+}) que es retenido en aquellos minerales por adsorción y por intercambio iónico (Guthrie y Kleeman 1986). En los casos en que se produce neomineralización, el U queda contenido en anatasa y probablemente también en hematita (con pH entre 5 y 8,5; según Hsi y Langmuir 1985).

Finalmente, cristalizan las micas de U, autunita-metautunita y torbernitita-metatorbernitita, asociadas con fluorita, en ambiente exógeno, a temperatura ambiente.

Pirita- Pechblenda

Rocas cataclásticas de Los Riojanos y de Los Gigantes alojan, en zonas sericíticas, venillas de pocos milímetros de espesor constituidas por pirita y pechblenda. Las inclusiones fluidas contenidas en cuarzo de la vena de la cataclasis de la perforación LR 15 indican temperatura de 120 a 200°C y una salinidad de 2 a 2,5% eq. NaCl (2,2%) (Montenegro 1993a). Según Lira (1987) esta asociación es hidrotermal y de origen ascendente. El medio de transporte del U puede haber sido como complejo en solución, acompañado por

un sulfuro que actuó como agente reductor del uranilo, promoviendo el pasaje a U^{4+} y la precipitación de pirita-pechblenda. Este sería un episodio hidrotermal no relacionado con el proceso de episienitización en sí mismo, aunque probablemente forme parte de él.

Conclusiones

La composición peraluminosa de los granitos de Achala favorece la formación de las episienitas, factor al que se suma una intensa cataclasis. Cathelineau (1986) considera que la disolución del cuarzo es la alteración más frecuente de los granitoides peraluminosos del cinturón Variscico en zonas de cizalla. En su opinión la tectónica no es la causa de tal pérdida. Sin embargo, las características texturales y el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas (Montenegro 1993b) revela que, en estas episienitas, el factor desencadenante de la disolución del cuarzo pudo haber sido una elevación en la presión externa, que produjo cambios en las condiciones de miscibilidad de fluidos de composición $H_2O-NaCl-CO_2$. Daziano (1991) en el granito peraluminoso de Cerro Aspero (Córdoba) también encuentra disolución de cuarzo.

Además de la pérdida de sílice, el metasomatismo sódico es otro cambio fundamental para que una roca granítica se convierta en una episienita feldespática. La variación de la relación entre sílice y álcalis indica que la disolución del cuarzo comienza junto con la albitización, mientras que el K_2O permanece estable (Fig. 5). Las relaciones texturales también sugieren esta contemporaneidad.

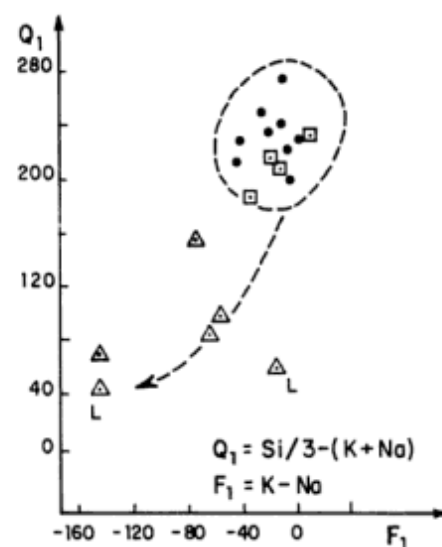


Figura 5: Relación Q_1 - F_1 (parámetros de H. de La Roche, modificados por Cathelineau 1985)

Durante las etapas iniciales de alteración, las texturas originales en general, se conservan (granitos en vías de episienitización). A medida que avanza la alteración se manifiestan cambios texturales que consisten en el reemplazo de minerales primarios y el relleno, por minerales autógenos, de los espacios dejados por la disolución del cuarzo.

La cristalización de los minerales hidrotermales y exógenos (anatasa, hematita, apatita, fluorita y minerales de uranio) comenzó alrededor de los 250° C cuando finalizó la disolución del cuarzo. Entre 120 y 200° C tuvo lugar un evento hidrotermal responsable de la precipitación de piritita-pegblenda.

Si bien las recristalizaciones y neomineralizaciones fijan y mantienen la mayoría de los elementos, no alcanzan a reponer la cantidad de sílice, Fe²⁺ y Mg perdidos por la disolución del cuarzo y la desaparición de las micas.

El contenido final de los elementos depende del grado de recristalización y neomineralización (o sea del grado de episienitización).

Agradecimientos

Se desea agradecer al personal profesional y técnico de la CNEA (Delegaciones Córdoba y Central) y a Raúl Lira (CONICET) por haber facilitado muestras y bibliografía. A la empresa GEOCOR S.A. por la ayuda prestada durante las visitas al yacimiento Schlagintweit. A los árbitros anónimos por sus oportunas sugerencias y correcciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cathelineau, M., 1985. Episyénitisation ou déquartzification hydrothermale: une typologie basé sur les successions minérales et sur le comportement différentiel de Si, Na et K. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 300, 2, 14: 677-680.
- Cathelineau, M., 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology*, 27 (4): 945-965.
- Cathelineau, M., 1987. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bulletin de Minéralogie*, 110, (2-3): 249-259.
- Cuney, M. y Friedrich, M., 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bulletin de Minéralogie*, 110 (2-3): 235-247.
- Daziano, C.O., 1991. Alteraciones subsólidas en los granitoides peraluminosos del Cerro Aspero, Sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba, Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno*, 1, Resúmenes Expandidos: 111-114. Viña del Mar, Chile.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1974. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, 528 pag. Londres.
- Giménez de Patiño, M.L., 1989. Estudio geológico y petrológico del Batolito de Pampa de Achala, provincia de Córdoba, a los 31° 35' de latitud sur. Tesis Doctoral Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 259 p. (inédito).
- Guthrie, V.A. y Kleeman, J.D., 1986. Changing uranium distributions during weathering of granite. *Chemical Geology*, 54 (1-2): 113-126.
- Hsi, C.K.D. y Langmuir, D., 1985. Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxides application of the surface complexation site-binding model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 (9): 1931-1941.
- Leroy, J., 1978. Métallogenèse des gisements d'uranium de la Division de la Cruzille. *Sciences de la Terre, Mémoires, France*, 26, 278 pp.
- Lira, R., 1987. Episenitas feldespáticas y su relación con depósitos uraníferos en el batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 388-406.
- Lucero Michaut, H.N., y Daziano, C.O., 1982. Aportes al conocimiento geológico-tectónico del faldeo occidental del batolito de Achala a la latitud del borde septentrional de la pampa de Pocho (provincia de Córdoba). *Boletín de la Asociación Geológica, Córdoba*, 5 (1-4): 277-288.
- Lucero Michaut, H.N., y Rinaldi, C.A., 1972. Consideraciones petrológicas y estructurales sobre el faldeo oriental de la sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (3): 330-344.
- Montenegro, T., 1993a. Estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en manifestaciones nucleares del Batolito de Achala, provincia de Córdoba: Caracterización fisicoquímica de los fluidos responsables de la episienitización. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 328 pág. (inédito).
- Montenegro, T., 1993b. Evolución de los fluidos durante la episienitización. Manifestaciones nucleares del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 99-108.
- Montenegro, T., 1994. Condiciones fisicoquímicas de disolución del cuarzo en las episenitas, Batolito de Achala, provincia de Córdoba. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogena. Publicación del Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata. 3: 251-260.
- Nicolli, H.B., Lucero, H.N. y Gamba, M.A., 1974. Observaciones geológico-tectónicas y consideraciones sobre la geoquímica del uranio en las plutonitas de las Sierras de Los Gigantes, provincia de Córdoba, República Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 243-266. Buenos Aires.
- Nicolli, H.B., Gamba, M.A., Ferreyra, R.E. y Larumbe, F.H., 1975. Geoquímica de las plutonitas en la sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, República Argentina: fenómenos relacionados con la distribución del uranio. *Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 4: 189-216. Buenos Aires.
- Pagel, M. y Ruhlmann, F., 1979. Minéralogie et inclusions fluides dans les formations filoniennes minéralisées (Cu, Mo, Ag, U) du secteur de Château-Lambert (Vosges méridionales). *Bulletin de Minéralogie*, 102: 654-664.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313-330.
- Saulnier, M.E., 1979. Estudio mineralógico proveniente de "Manifestación Los Riojanos", provincia de Córdoba.

- Informe D.E.E. 27-79, N° 2056, Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires. (Inédito).
- Toubes, R.O., 1978. Los minerales de uranio. Conferencia II-2. Curso Latinoamericano de Capacitación para la Prospección y Exploración de Yacimientos Uraníferos. Comisión Interamericana de Energía Nuclear y Comisión Nacional de Energía Atómica de la República Argentina, 1: 1-17.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Recibido: 27 de junio, 1995

Aceptado: 2 de julio, 1996

Bermúdez, A. y Delpino, D., 1995. Mapa de los peligros potenciales en el área del volcán Copahue-Sector Argentino. Servicio Geológico Neuquino.

El mapa de los peligros potenciales en el área del volcán Copahue-Sector Argentino, realizado por la Dra. Adriana Bermúdez (CONICET) y el Lic. Daniel Delpino (Servicio Geológico Neuquino), es una obra clara y didáctica, que establece una excelente transferencia entre los conocimientos geológicos teóricos y su aplicación a la resolución de problemas ambientales.

La obra consta de un mapa del área del volcán con la caracterización de los peligros potenciales en escala 1:50.000 y cuatro figuras complementarias que ilustran el texto explicativo. Ellas corresponden a un mapa de ubicación, los principales centros eruptivos de la zona volcánica del sur, un bosquejo geológico del área del volcán Copahue y las unidades volcánicas postglaciales del área.

El texto explicativo resulta de interés para un amplio espectro de usuarios pues reúne desde consideraciones más generales sobre la belleza del área, de interés turístico, hasta aspectos específicos volcanológicos, con un listado bibliográfico que lo sustenta.

La explicación referida a la zonación de los peligros volcánicos potenciales, si bien en algunos casos resulta un tanto redundante respecto de la información teórica vertida en otros lugares del texto, cumple ampliamente con los objetivos del trabajo, que son los de "proveer la información básica necesaria para la planificación en la utilización del terreno" delimitando los márgenes de seguridad para los bienes materiales y las personas y la de "ayudar a la prevención y al manejo de una eventual crisis volcánica".

La impresión es impecable, didáctica y de consulta sencilla. Esta obra cumple con el propósito de establecer puentes de comunicación y transferencia de conocimientos a los estamentos políticos y de decisión, brindando herramientas fundamentales para la gestión ambiental.

Paulina E. Nabel

Wright, C.W. (with J.H. Callomon and M.K. Howarth), 1996. Cretaceous Ammonoidea. En: Kaesler, R.L., ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Revised, pp. i-xx, 1-362. The Geological Society of America, Inc. and The University of Kansas, Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas.

El *Treatise on Invertebrate Paleontology*, comúnmente conocido como "Treatise", es una obra clásica que se comenzó a publicar en 1953 con la participación de numerosos especialistas. Su objetivo ha sido presentar una síntesis detallada, en 23 partes o secciones, sobre los diferentes grupos de

invertebrados fósiles. Desde entonces se han publicado 20 partes, con un total de 25 volúmenes correspondientes a primeras ediciones y 7 a suplementos o segundas ediciones. Restan publicar 3 partes de la primera edición y se encuentran en preparación 6 revisiones. De acuerdo con lo expuesto, se trata de una obra de gran envergadura, de fundamental importancia para el estudio de los invertebrados fósiles, tanto en sus aspectos biológicos y sistemáticos como estratigráficos. Iniciada bajo la dirección de Raymond C. Moore, cuenta en la actualidad con su tercer editor, Roger L. Kaesler.

Casi treinta años después de la publicación de la primera edición del Volumen L del *Treatise* (1957), que en un volumen de 490 páginas cubrió la totalidad de los amonoideos del Paleozoico y Mesozoico, aparece ahora, finalmente, la primera parte de la segunda, dedicada a los amonoideos del Cretácico. Está programada la publicación de otros tres volúmenes, uno introductorio, otro sobre los amonoideos del Paleozoico y un tercero sobre los del Triásico y Jurásico.

El presente volumen constituye un caso especial con respecto a prácticamente la totalidad de las restantes revisiones, pues su autor, C.W. Wright, es el mismo que en la edición de 1957 se ocupó de presentar este tema. Consecuentemente la obra tiene interés, no solamente desde el punto de vista del avance del conocimiento en la temática que aborda sino también en lo que hace a los cambios que tal avance ha producido en la perspectiva de un especialista de primer nivel.

Las dificultades de la tarea resultan obvias, tanto es así que el mismo autor en el Prefacio de la obra pone de relieve, no solamente que desde 1957 el número de géneros se ha duplicado, sino que varios avances en el conocimiento del grupo, e.g. la existencia de dimorfismo y la significación sistemática de la ontogenia de la línea de sutura, han afectado substancialmente el contenido de la segunda edición.

Los cambios producidos se observan en primer lugar a nivel de las categorías sistemáticas superiores, ya sea con el reconocimiento de un nuevo Suborden (Ancyloceratina), de varias Superfamilias (Pulchelliacea, Douvilleicerataceae, Deshayesitaceae), Familias (e.g. Berriasellidae) y la eliminación (e.g. Phlyctrioceratidae, Neocomitidae), reubicación (e.g. Ptychoceratidae, Labeceratidae, Macroscaphitidae, Binneyitidae, Holcodiscidae, Douvilleiceratidae, Leymeriellidae, Forbesiceratidae) o cambio de categoría (e.g. Craspeditidae, Polyptychitidae) de otras.

A nivel genérico, además de la introducción de numerosos nombres dados a conocer en los últimos 30 años, se han modificado muchas diagnósticos anteriores para adaptarlas a los cambios sistemáticos producidos en el mismo lapso, al tiempo que se han reemplazado y, en algunos casos, agregado ilustraciones. La obra se completa con un glosario de términos morfológicos, un cuadro en el que se representan los rangos

estratigráficos de los taxa tratados, una lista bibliográfica parcialmente actualizada hasta 1993 y un índice de los taxa citados.

Como el editor lo señala en las páginas iniciales, uno de los problemas de esta obra ha sido dividir el tratamiento de los amonoideos de acuerdo a su distribución estratigráfica, en lugar de haber seguido un criterio sistemático. Esta división artificial, debida muy probablemente a la especialización estratigráfica del autor, ha dado como consecuencia inclusiones y exclusiones que tampoco respetan el criterio estratigráfico adoptado. Así el autor se ha visto obligado, en el caso de la mayoría de los Phylloceratina y Lytoceratina a listar los géneros del Cretácico y señalar que serán tratados en detalle en el volumen del Jurásico, al tiempo que ha incluido el tratamiento de numerosos géneros de Neocomitidae del Tithoniano (e.g. *Substeueroceras*, *Blanfordiceras*). Situaciones similares seguramente se presentarán en el volumen del Jurásico a publicar.

Adicionalmente, una rápida inspección de la obra revela la existencia de numerosos errores, tanto en aspectos paleobiogeográficos, como de ilustraciones y tipografía. Baste mencionar que numerosos géneros no son mencionados para la Argentina, pese a que han sido descritos e ilustrados para el país (e.g. *Olcostephanus*, *Hemihoplites*, *Placenticeras*, *Ptychoceras*, *Rossalites*). Otro error, perdurable desde la primera edición, es la cita de *Andiceras* en el Paraguay, país en el que no se conoce Mesozoico marino. Se ha corregido en cambio el error en la ilustración de *Kilianiceras*, pero se ha introducido otro al ilustrar un *Karakaschiceras* como *Acanthodiscus* y viceversa. Otro caso anómalo observado es la ubicación de un nombre

genérico (*Vnigriceras*) como sinónimo de otro (*Leconteites*), al tiempo que la especie tipo del primero es ilustrada como perteneciente a un tercero (*Anadesmoceras*).

Los errores expuestos muy probablemente se deben a la dificultad que reviste, para un solo autor, la cobertura de una temática tan amplia. Este problema también se extiende a la sistemática, que en muchos casos solamente puede ser considerada como la opinión del autor y que no necesariamente responde al conocimiento existente, e.g. los géneros y subgéneros reconocidos dentro de los Aconeceratinae, la ubicación de *Lemurostephanus* como sinónimo de *Olcostephanus*, la concepción del género *Hoploscaphtes*, etc.

Los problemas señalados hacen que esta obra deba ser usada con precaución, especialmente por quienes no son especialistas. Tal circunstancia es puesta claramente en evidencia por el cuadro en el que se presenta la distribución de los diferentes géneros a través de los pisos reconocidos en el Cretácico. Pues el mismo puede resultar fuente de error, dado que los rangos de distribución se han hecho coincidir en todos los casos con límites de pisos, lo cual es manifiestamente inexacto.

Esta obra seguramente hubiera alcanzado una calidad superior si su realización hubiese estado a cargo de un número mayor de especialistas. No obstante, la misma puede resultar de utilidad para quienes desean tener acceso al grueso de la información existente sobre los géneros de amonoideos del Cretácico, su sistemática y distribución, tanto geográfica como estratigráfica.

A.C. Riccardi

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto R. Calmels
YPF S.A.
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S.A.
Compañía General de Combustibles S.A.

y a los aportes especiales de:

S. Archangelsky
H.G. Bassi
J.C. Benvenuti
A. Gramajo
M.A. Hünicken
C.O. Latorre
P.J. Lesta
R.L. Moreno
H.J. Péndola
P. Quarleri
E.O. Rolleri
E.R.D. Saccone
M.R.A. Thomson
F. Vervoorst

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de setiembre de 1996 en los
talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación.

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1º piso 100º Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm.

Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, 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 el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp.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 2º Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=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. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 51, Nº 3

CONTENIDO

Rossello, E.A., Urreiztieta, M. de, Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Gapais, D. La elipticidad del bajo La Alumbra y la caldera del cerro Galán (Catamarca, Argentina): ¿reflejo de la deformación Andina? <i>Eliptical form of Bajo La Alumbra and the caldera of cerro Galán (Catamarca, Argentina): a reflection of Andean deformation?</i>	193
Chernicoff, C.J. y Caminos, R. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. <i>Structure and stratigraphic relations of the Nahuel Niyeu Formation, eastern Northpatagonian Massif, Province of Río Negro, Argentina</i>	201
Mon, R., Mena, R. y Amengual, R. Plegamiento cenozoico del basamento proterozoico de la cordillera oriental del norte argentino. <i>Basement folding of Cenozoic age in the Cordillera Oriental of northern Argentina.</i>	213
Geuna, S. Estudio paleomagnético en las sierras de Pajarillo-Copacabana y Masa (Provincia de Córdoba): nuevo polo paleomagnético cretácico temprano para Sudamérica. <i>Palaeomagnetic study in sierras de Pajarillo-Copacabana and Masa (Córdoba Province): new Early Cretaceous palaeomagnetic pole for South America</i>	224
Vattuone de Ponti, M.E., Latorre, C.O., Viviani, R. y Borbolla, M.C. Mineralogía de ceolitas cálcicas y filosilicatos máficos que caracterizan el metamorfismo hidrotermal de las volcanitas paleógenas desde lago Hermoso a río Traful, Neuquén. <i>Mineralogy of calcic zeolites and mafic phyllosilicates, characteristic of hydrothermal metamorphism in Paleogene volcanic rocks from Lago Hermoso to Río Traful, Neuquén</i>	235
Pereyra, F.X. Caracterización geomórfica y evolución del paisaje de un sector de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. <i>Geomorphological classification and landscape evolution in a sector of Sierras Australes, Buenos Aires Province</i>	248
Prezzi, C.B., Vilas, J.F.A. y Sinito, A.M. Estudio paleomagnético de rocas sedimentarias terciarias de la Puna salteña: determinación de rotaciones horarias. <i>Palaeomagnetic study of Tertiary sedimentary rocks from Puna Salteña: determination of clockwise rotations</i>	261
Montenegro, T.F. Alteración episienítica: relación entre los cambios químicos y la mineralogía en manifestaciones nucleares del batolito de Achala. <i>Epysienitic alteration: relationship between chemical changes and mineralogy in uranium deposits of the Achala Batholith</i>	274
Comentarios bibliográficos	285

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
FAX 54-1-3253104**