

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 54 N° 2 1999



54 2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

97-192
Junio de 1999

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 54, Number 2, June 1999

CONTENTS

ARTICLES

- Stratigraphical redefinition of Carapacha Formation (Permian), La Pampa Province.
R. N. Melchor 99-108
- Pink clinozoisite from Sierras de Córdoba
R. Lira y H. D. Gay 109-122
- Cavernous weathering of the Cerro Colorado sandstones (Sierra Norte, Córdoba Province),
with special reference to the caves with rock-paintings.
S. A. Herrero 123-131
- Quantitative chemical microanalysis of wehrlitic facies in the Novillo Muerto Complex,
Mendoza Province
R. D. Acevedo L. M. Villar, F. Gervilla, E. Donnari y P. F. Hach-Alí 132-138
- Non-cylindrical folds from Sagrada Familia and their significance in the deformational
evolution of the Macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba
R. Martino, A. Guerreschi y J. Sfragulla 139-151
- Petrographic-microstructural study on the felsic and intermediate metamorphic rocks from
the northeastern portion of Tandilia Basement
S. H. Delpino y J. A. Dristas 152-172

SHORT NOTES

- Discovery of Jurassic stromatolitic structures in the Deseado Massif, Santa Cruz Province
D. S. Marchionni, R. E. de Barrio, M. O. Tessone, M. A. Del Blanco y H. J. Echeveste 173-176
- The age of the Paleogene and Neogene sequences from Cordillera de La Brea and Zancarrón,
Valle del Cura, San Juan Province
C. O. Limarino, P. R. Gutiérrez, D. Malizia, V. Barreda, S. Page, H. Oстера y E. Linares 177-181

BOOK REVIEW 182

COMMENTS 183

GUIDELINES FOR AUTHORS 184-190

ON THE COVER

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

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 999530) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.
Subscriptions. Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 80 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

**REVISTA DE LA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA**

VOLUMEN 54, NÚMERO 2, JUNIO 1999

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), Provincia de La Pampa
R. N. Melchor 99-108
- Clinozoisita rosada en las Sierras de Córdoba
R. Lira y H. D. Gay 109-122
- Tafonización en las areniscas del Cerro Colorado (Sierra Norte, Provincia de Córdoba),
con especial referencia a los aleros con pinturas rupestres
S. A. Herrero 123-131
- Microanálisis químicos cuantitativos en la facies wehrlítica del Complejo Novillo Muerto
(Provincia de Mendoza)
R. D. Acevedo L. M. Villar, F. Gervilla, E. Donnari y P. F. Hach-Alí 132-138
- Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional
del Macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba
R. Martino, A. Guerreschi y J. Sfragulla 139-151
- Estudio petrográfico-microestructural sobre las rocas metamórficas félsicas e intermedias
del sector nororiental del basamento de Tandilia
S. H. Delpino y J. A. Dristas 152-172

NOTAS BREVES

- Hallazgo de estructuras estromatolíticas jurásicas en el Macizo del Deseado,
Provincia de Santa Cruz
D. S. Marchionni, R. E. de Barrio, M. O. Tessone, M. A. Del Blanco y H. J. Echeveste 173-176
- Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón,
Valle del Cura, San Juan
C. O. Limarino, P. R. Gutiérrez, D. Malizia, V. Barreda, S. Page, H. Osters y E. Linares 177-181

COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO 182

COMENTARIOS 183

PREPARACIÓN DE MANUSCRITOS 184-190

TAPA

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

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 999530) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina. *Suscripciones.* El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



9WDS-YP3-W2PG

Material protegido por derechos de autor



Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

COMISIÓN DIRECTIVA
(1997-1999)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretario: Dr. Ricardo Palma.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

Vocales titulares: Dra. Pamela Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dr. Roberto A. Scasso, Dr. Augusto E. Rapalini.

Vocales suplentes: Dr. Hugo Arbe, Dr. Ernesto Cristallini, Lic. Silvia Lanés, Dra. Graciela Mas.

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

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

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.

Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.

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

Córdoba: Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro.

Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.

Jujuy: Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.

La Plata: Dra. A.M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.

Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.

Neuquén: Lic. Nélida Casali, Universidad Nacional del Comahue.

Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT.

Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.

Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.

San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.

San Juan: Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.

San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.

Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.

Santa Rosa: Dr. Silvio Casadio, Universidad Nacional de La Pampa.

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

Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.

Delegados en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver.

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann.

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. C. Ninci.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Dr. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn.

INGEIS: Dra. Claudia Armella.

Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel.

Subsecretaría de Minería: Dr. D. Rubiolo.

Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.

YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

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

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

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

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

Director

R.A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

P.P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires

M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires

R.A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Editores Asociados

R. Allmendiger, Cornell University, EE.UU.

R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil

S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires

B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy

J. Dalziel, University of Texas at Austin, EE.UU.

S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata

F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile

M. Hünicken, Universidad Nacional de Córdoba

E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata

H. Miller, Universität München, Alemania

R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán

E. Mutti, Universidad de Parma, Italia

R. Pankhurst, British Antarctic Survey

J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia

V.A. Ramos, Universidad de Buenos Aires

C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata

M. Thomson, British Antarctic Survey

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

Copyright © 1999. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+\$00.50.

Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), Provincia de La Pampa

Ricardo Néstor MELCHOR

Universidad Nacional de La Pampa y CONICET, Av. Uruguay 151,
6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

ABSTRACT. *Stratigraphical redefinition of Carapacha Formation (Permian), La Pampa Province, Argentina.* The Carapacha Formation was established in 1956 to include dark greywackes and mudstones cropping out in Carapacha Grande and Carapacha Chica Sierras (La Pampa province, central Argentina). In the original description neither a type section was chosen, nor its lithologic variability and geographic distribution were described. The Formation was thought to be composed of Upper Silurian marine beds. In recent years there has been significant progress in our knowledge of this lithostratigraphical unit, which warrants its redefinition in accordance with the Argentine Stratigraphic Code. The Carapacha Formation comprises mostly fluvial-lacustrine sandstones and mudstones of Permian age, which are best exposed near the town of Puelches (here proposed as type area of the formation). A compound stratotype for the unit and its complete areal distribution are defined. On the basis of sandstone modal composition and dominant sedimentary lithofacies, the Carapacha Formation is divided in two members: Calencó Member (lower) and Urre-Lauquen Member (upper). Stratigraphical relationships with other potentially coeval units from neighboring late Paleozoic basins (San Rafael and Sauce Grande basins) are also discussed.

Introducción

La Formación Carapacha fue definida por Vilela y Riggi (1956) para referir a "grauvacas y pelitas verde oscuras y negruzcas" (*sic*) aflorantes en las sierras Carapacha Chica y Grande (ubicadas próximas a la localidad de La Reforma, Figs. 1 y 2b), sin designar un estratotipo, ni consignar la distribución areal completa y describir la variación composicional de toda la unidad. Sobre la base de la información que disponían, Vilela y Riggi (1956) consideraron a la Formación de origen marino y la asignaron tentativamente al Silúrico tardío. Los estudios del autor (Melchor 1995) permitieron comprobar que: (1) el área donde se encuentran las mejores exposiciones de la Fm. Carapacha corresponde a las proximidades de la localidad de Puelches (centro sur de La Pampa, Fig. 1); (2) la litología predominante es arenisca con bajo porcentaje de matriz depositada en un ambiente fluvio-lacustre, y (3) la edad de la misma es pérmica temprana a tardía baja. En vista de los avances producidos en el conocimiento de la Fm. Carapacha durante los últimos años, es posible realizar su redefinición, ajustándose a las sugerencias del Código Argentino de Estratigrafía (CAE 1992). De acuerdo a las características litológicas y petrofaciales, se distinguen dos miembros, que estarían separados por un hiato importante en la sedimentación. Se pretende, de esta forma, contribuir al ordenamiento estratigráfico de una nueva cuenca sedimentaria pérmica del centro de la República Argentina (Melchor 1995, 1999).

Antecedentes

La propuesta de denominación formal de la unidad fue realizada por Vilela y Riggi en 1956, como parte de los resultados que se alcanzaron durante el relevamiento preliminar de las hojas geológicas "Sierra Chica" y "Sierras de Lihué Calel" (Vilela y Riggi 1953). Las referencias previas a estas rocas eran escasas y fueron siempre realizadas en el contexto de descripciones geológicas regionales, ubicándolas en el "basamento" (Wichmann 1928, Tapia 1935, 1939, Groeber 1939, Sgrosso 1939, Sobral 1942). Entre los citados se destaca a Tapia (1939:222), quien refiriéndose al Paleozoico de la región consignó que es "sobre el río Carilehue [Chadileuvú] o Curacó al sur de Urre-Lauquen de donde proceden según Sgrosso pizarras con braquiópodos del Silúrico superior" (*sic*). Esta referencia, más la similitud litológica con rocas de tal edad del Bloque de San Rafael fue, por varias décadas, el único elemento de valor cronológico disponible sobre la Fm. Carapacha.

Vilela y Riggi (1956) propusieron la denominación de Fm. Carapacha para designar a "rocas sedimentarias levemente intruidas, por rocas mesosilíceas (andesita y pórfido andesítico) que han formado las moderadas elevaciones correspondientes a las sierras Carapacha Grande-Carapacha Chica-Cerrito del 4-Cerro Negro y otros cercanos y también el cerro Cura-Có" (*sic*). Más adelante en su descripción, también señalaron el hallazgo de rocas similares en las proximidades de Puel-

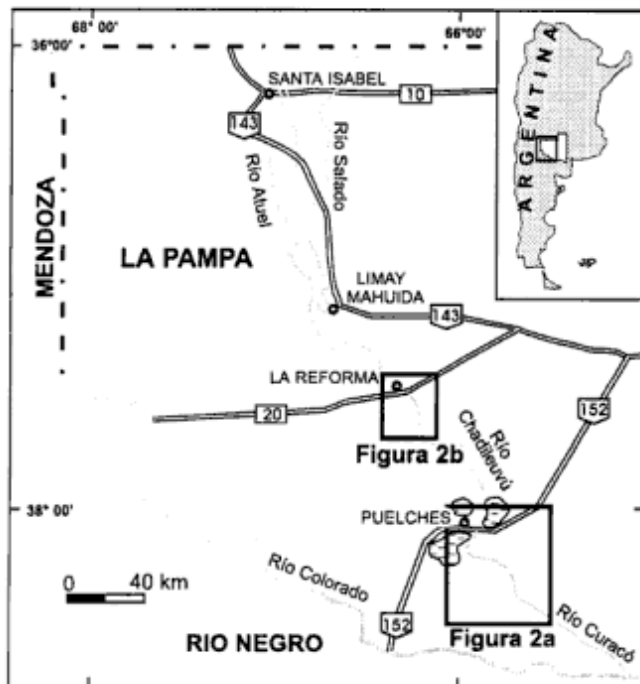


Figura 1: Mapa de ubicación del área de trabajo. Los rectángulos corresponden a las zonas detalladas en la Fig. 2.

ches (La Pampa). Algunos de los afloramientos de la unidad mencionados por Vilela y Riggi (1956), en realidad, no están constituidos por rocas sedimentarias, pues los cerros del Cuatro, Negro y la mayor parte de las sierras Carapacha Grande se componen de rocas volcánicas pertenecientes a las Formaciones El Centinela y Choique Mahuida (Linares *et al.* 1980, Melchor y Casadío 1997).

Al proponer la denominación formal no se designó una localidad tipo de manera explícita. Sin embargo, la elección del nombre de la unidad más la consideración como "representativa" a muestras procedentes de las sierras Carapacha Chica, sugiere que los autores estimaban que tal área era la típica de la Formación. Las litologías descriptas petrográficamente son pelitas, grauvacas y brechas clásticas (o volcanoclásticas?); todas ellas consideradas como pertenecientes a "capas marinas silúricas" (Vilela y Riggi 1956:217). La falta de criterios confiables para definir la edad de la Fm. Carapacha, también llevó a sus autores a considerar la posibilidad de asignarla al Ordovícico (Vilela y Riggi 1956:261). Dentro de las descripciones microscópicas de rocas de la unidad se incluye a brechas andesíticas pertenecientes a la Fm. El Centinela que poseen clastos de variada composición, las que pueden haber sido razonablemente confundidas con rocas sedimentarias (Melchor y Casadío 1997). Es necesario resaltar que la falta de adecuada documentación del área, localidad y sección tipo de la Fm. Carapacha no puede imputarse a Vilela y Riggi (1956), especialmente si se tiene en cuenta que el reconocimiento de la unidad se produjo mucho antes de que se elaborara la primera versión del

Código de Nomenclatura Estratigráfica (CANE 1972).

Polanski (1970:18-19) discutió la edad de la Fm. Carapacha, encontrando semejanzas entre dicha unidad y la parte alta de la Fm. El Imperial (Dessanti 1956), de la Cuenca San Rafael. Una postura semejante había sido adoptada por González Díaz y García (1968), quienes propusieron correlacionar la Fm. Agua Escondida (Carbonífero tardío? del sureste de Mendoza y noroeste de La Pampa) con la Fm. Carapacha, prolongando así la cuenca neopaleozoica hasta las proximidades de la confluencia de los ríos Curacó y Colorado. Por su parte, Criado Roqué (1972b) y Criado Roqué e Ibáñez (1979), homologaron la Fm. Carapacha con la Fm. La Horqueta (Dessanti 1956) del Bloque de San Rafael (Mendoza), proponiendo la extensión de la cuenca devónica en la que ambas se habrían depositado, hasta la latitud del actual río Colorado.

Linares *et al.* (1980) precisaron la distribución de afloramientos y describieron petrográficamente numerosas muestras de la Fm. Carapacha. Delpino (1982) y Espejo y Silva Nieto (1985) trataron algunos aspectos estructurales y litológicos de la misma, en el área de la Hoja 34h "Puelches" (1:100.000). Terraza y colaboradores (Terraza 1981, Terraza *et al.* 1982, Schulz 1986) utilizaron relaciones estratigráficas inferidas para proponer una edad pérmica media para la unidad, a la vez que Schulz (1986) mencionó la presencia de tallos de equisetales, los que consideró como una evidencia en favor de la anterior edad.

Más recientemente, Melchor (1990, 1995) y Melchor y Césari (1991, 1992, 1997) dieron a conocer el hallazgo de dos asociaciones megaflóricas que permiten atribuir la secuencia sedimentaria al Pérmico. Melchor (1995) realizó un estudio estratigráfico - sedimentológico detallado de la unidad, sugiriendo que constituye el relleno de una cuenca de rift continental que se desarrolló en el centro sur de La Pampa durante el Pérmico, a la que propone denominar Cuenca Carapacha. Espejo y Silva Nieto (1996), al realizar la descripción de la Hoja Geológica 3966-II "Puelches" (1:250.000), caracterizaron de manera sucinta la mayor parte de los afloramientos de la Formación. Por último, Melchor y Casadío (1997) reseñaron las características estratigráficas, sedimentológicas y estructurales de los afloramientos más septentrionales de la misma, los cuales corresponden a la mitad norte y extremo sur de las sierras Carapacha Chica (Fig. 2b).

Métodos

Se mapearon y estudiaron litológicamente todos los afloramientos de la Fm. Carapacha, con el objetivo de determinar su variabilidad composicional, distribución areal y las relaciones con otras unidades litoestratigráficas. La caracterización petrológica de las rocas de la unidad en su área tipo posibilitó distinguir dos miem-

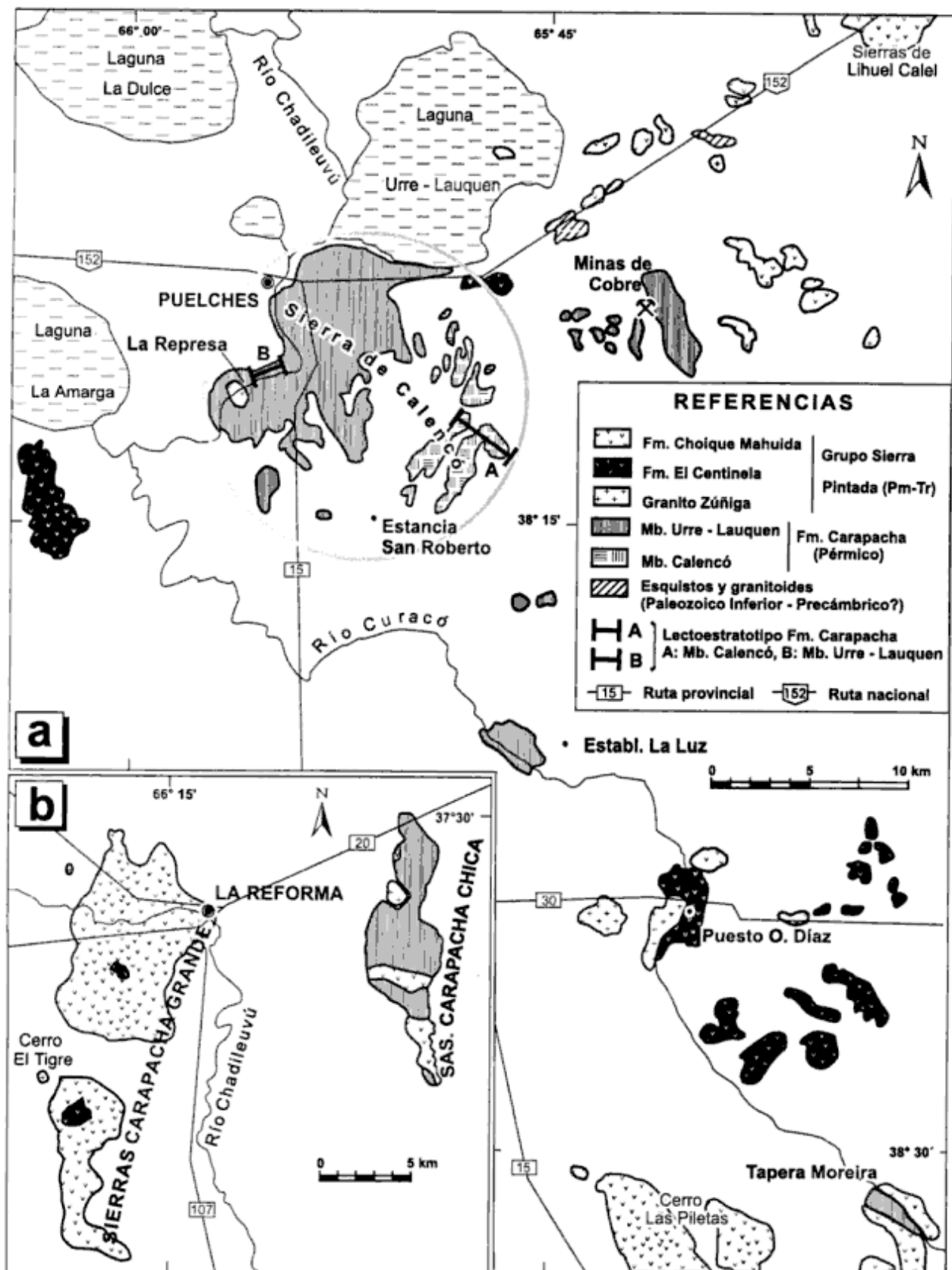


Figura 2: Distribución de afloramientos de la Formación Carapacha y unidades litoestratigráficas pre-cretácicas próximas (véase localización en Fig. 1). **a**, mapa geológico detallado del área ubicada al sur de Puelches, el círculo encierra el área tipo de la Fm. Carapacha. **b**, unidades aflorantes en el área de las sierras Carapacha Chica y Grande. Modificado de Espejo y Silva Nieto (1985, 1996) y Melchor (1995).

Tabla 1: Parámetros composicionales usados en la discriminación de las petrofacies. P/F: plagioclasa/feldespatos totales, Lv/L: líticos volcánicos/líticos totales, n: número de muestras contadas, x: media, IC: intervalo de confianza del 98% (véase también Fig. 4).

Petrofacies Miembro	n	P/F		Lv/L	
		x	IC	x	IC
Calencó	5	0,63	±0,08	0,30	±0,25
Urre-Lauquen	11	0,72	±0,12	0,77	±0,13

bros litoestratigráficos y sirvió como patrón de comparación al asignar afloramientos distantes de la misma.

Los criterios utilizados son la composición petrofacial de las areniscas, las litofacies dominantes y la proporción de las clases granulométricas mayores (conglomerado, arenisca y pelita). Las petrofacies de arenisca (en el concepto de Ingersoll 1983) fueron provechosamente empleadas para clarificar la estratigrafía de secuencias continentales por Ingersoll y colaboradores (Ingersoll *et al.* 1987, Ingersoll *et al.* 1990, Ingersoll y Cavazza 1991). Dichos autores diferencian "unidades petroestratigráficas consanguíneas de procedencia común", a las que denominan "petrosomas". La correlación petroestratigráfica definitiva se concreta mediante la comparación de parámetros petrográficos de las petrofacies por métodos estadísticos. En este contexto, los miembros diferenciados pueden considerarse como petrosomas.

En particular, se realizaron conteos petrográficos detallados (aproximadamente 450 puntos por corte) de 16 muestras de areniscas de la Formación, empleando el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.* 1984). Los parámetros que se utilizaron en la caracterización y discriminación de los miembros litoestratigráficos (petrofacies) fueron: cuarzo total (Q), feldespatos (F), líticos totales (L), plagioclasa (P) y líticos volcánicos (Lv). Se calcularon los valores promedio e intervalos de confianza de cada parámetro para definir la precisión o error de los mismos (Howard 1994, para una discusión de las ventajas del método). El intervalo de confianza (IC) se calculó como: $IC = t S / (n)^{1/2}$, donde n es la cantidad de muestras de cada grupo (petrofacies), t es el valor de la distribución t de Student para un nivel de significación de $\alpha/2$ y n-1 grados de libertad, y S es la desviación estándar medida (Tabla 1).

Formación Carapacha

En este trabajo se propone mantener la denominación original de la unidad, en virtud que el topónimo se encuentra bien establecido en la literatura geológica regional. Carapacha parece ser una voz araucana que corresponde al nombre de un pájaro (Casamiquela 1967), aunque también es posible que derive del vocablo castellano "carapacho" en alusión al perfil topográfico que presentan las sierras homónimas (Stieben 1966).

Litología

Se compone mayormente de areniscas (80% del espesor medido), más escasas pelitas y raros conglomerados. La mayor parte de las areniscas corresponden a arenitas arcólicas con tendencia a plagioclásicas, en tanto que en proporciones subordinadas se identificaron *wackes* arcólicas, subarcosas y arenitas líticas (clasificación de Dott 1964, modificada por Pettijohn *et al.* 1987). Las areniscas de la Fm. Carapacha son en su mayoría arenitas y no "grauvacas" como se las describiera con anterioridad (Linares *et al.* 1980). Las sedimentitas son de color pardo rojizo, gris medio, pardo oscuro y gris oliva; encontrándose muy induradas. Los minerales arcillosos predominantes son illita y clorita y las rocas alcanzaron un estadio diagenético elevado o un metamorfismo incipiente, de acuerdo a los valores del índice de cristalinidad de la illita (Melchor 1995).

Distribución geográfica

La Formación Carapacha aflora en el centro - sur de la provincia de La Pampa, en una faja de aproximadamente 20 km de ancho paralela al río Chadileuvú - Curacó (sobre todo en su margen izquierda) entre las latitudes de 37° 30' S y 38° 35' S. Los afloramientos conocidos de la unidad son, de norte a sur (Fig. 2): 1) mitad septentrional y extremo meridional de las sierras Carapacha Chica; 2) pequeño afloramiento en la parte norte de las sierras Carapacha Grande (citado por Linares *et al.* 1980, aunque no fue posible reconocerlo pues probablemente resultó destruido por obras viales realizadas en el área); 3) sierra de Calencó (o Gould) y lomas menores próximas; 4) lecho y márgenes del río Curacó desde la intersección de la ruta nacional N° 152 con el mencionado curso (en la localidad de Puelches), aguas abajo hasta el paraje "La Represa" (Fig. 2a), área de aquí en más denominada como zona río Curacó (ZRC); 5) cerro Curacó (al sureste de Puelches, mayormente destruido por labores mineras recientes); 6) minas de cobre de Lihuel Calel (Establecimiento Los Minerales); 7) lecho y márgenes del río Curacó en el Establecimiento La Luz; 8) pequeño afloramiento que aparece como un colgajo en volcanitas permotriásicas al noroeste del puesto O. Díaz; 9) cárcava que desemboca en el mismo río en las cercanías de Taperá Moreira; y 10) cárcavas próximas a la margen izquierda del río Curacó, aproximadamente 3 km al suroeste del establecimiento La Escondida (al sureste de Taperá Moreira). La asignación a la unidad es dudosa en el caso de la última localidad (las rocas han sufrido metamorfismo de contacto). Las mejores exposiciones son aquellas que se ubican al sur y sureste de la localidad de Puelches.

Localidades y área tipo

En las sierras Carapacha Chica, consideradas como

el área que posee la litología representativa de la unidad por Vilela y Riggi (1956:225), aproximadamente un tercio del área de afloramientos corresponde a rocas volcánicas de la Fm. Choique Mahuida (Linares *et al.* 1980, Melchor y Casadío 1997, Fig. 2b), en tanto que las exposiciones de la Fm. Carapacha son escasas, poco potentes (secciones individuales de menos de 10 m) y de mala calidad. En esta contribución, se propone como área tipo de la unidad a la ubicada al sur y sureste del poblado de Puelches, a una distancia máxima de aproximadamente 15 km (véase círculo en Fig. 2a). En ella se encuentran las dos localidades tipo, que corresponden a sendos miembros, a saber: extremo sureste de la sierra de Calencó y la "zona río Curacó" (ZRC), correspondiente a los asomos sobre el río homónimo inmediatamente al sur de Puelches.

Lectoestratotipo

Dado que no existió designación original de un estratotipo y que el mismo se encuentra aflorando en dos localidades distintas, el aquí propuesto tiene carácter de lectoestratotipo compuesto (Art. 15, Incs. 5 y 9; CAE 1992). La Fig. 3 muestra el lectoestratotipo compuesto y en la Fig. 2a se aprecia la ubicación de las secciones en el terreno. La potencia total del mismo asciende a 630 m, el cual es considerado como un valor mínimo para el espesor total de la unidad, dado que existe un intervalo cubierto de magnitud desconocida entre ellos.

Por su parte, en el Establecimiento La Luz (donde aflora sólo el Miembro Urre - Lauquen, Fig. 2a) el espesor expuesto estimado llega a aproximadamente 600 m (aunque en forma discontinua), lo cual confirmaría la anterior aseveración. La sucesión vertical (temporal) de los dos tramos del lectoestratotipo (que corresponden a sendos Miembros) se infiere esencialmente a partir de las diferencias en su contenido megafloístico, el cual indica que las glossopterídeas del Mb. Urre - Lauquen tienen un patrón de venación más evolucionado que aquellas presentes en el Mb. Calencó (Melchor 1995, Melchor y Césari 1997). Esta evidencia, sumada a una contrastante actitud estructural de las respectivas secciones tipo, al cambio en la procedencia de las areniscas de los miembros reconocidos (Melchor 1993, 1995) y a los resultados de los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (Tomezzoli *et al.* 1999), permiten inferir la existencia de un hiato en la sedimentación y de una discordancia entre ambos.

Relaciones estratigráficas

No ha sido posible observar la relación estratigráfica de base de la Fm. Carapacha. Sin embargo, resulta aceptable plantear que el basamento de la Cuenca Carapacha corresponde a las rocas metamórficas de bajo

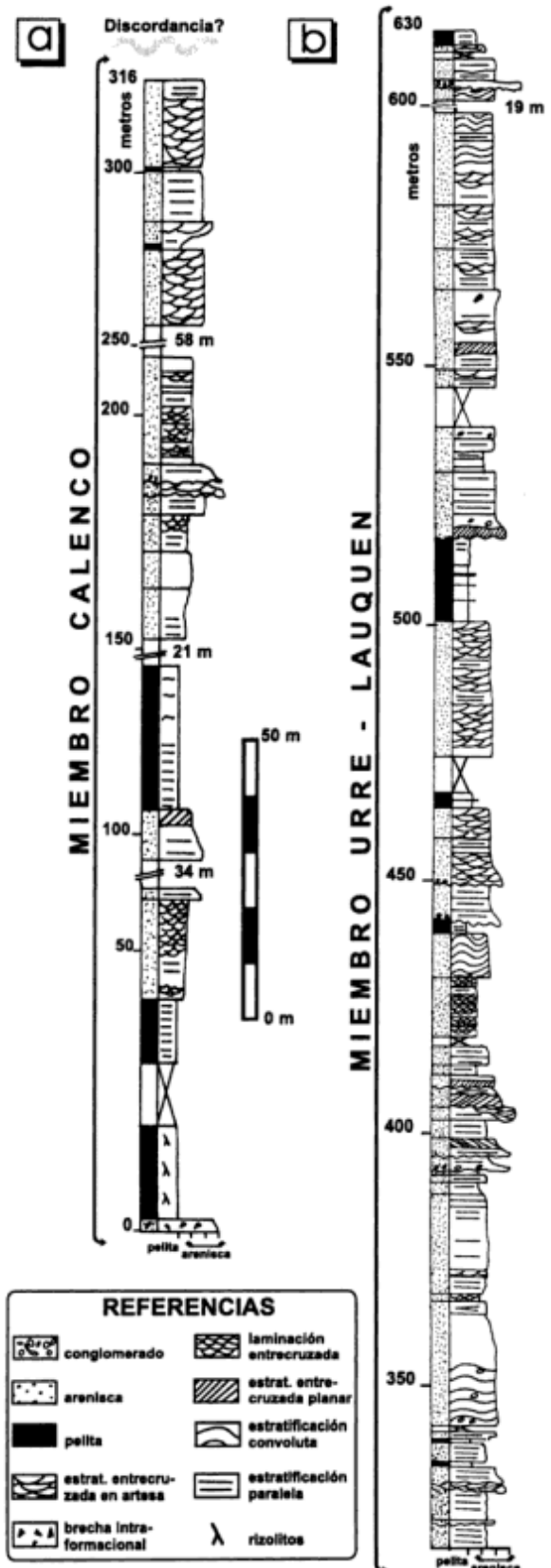


Figura 3: Lectoestratotipo compuesto de la Formación Carapacha. **a,** Estratotipo del Miembro Calencó (véase "A" en Fig. 2a). **b,** Estratotipo del Miembro Urre - Lauquen (véase "B" en Fig. 2a).

grado y graníticas aflorantes en el sureste de la provincia de La Pampa (Linares *et al.* 1980). En cuanto a su vinculación con unidades más modernas, ésta resultó intruida por rocas ígneas pertenecientes al Grupo Sierra Pintada (Criado Roqué 1972a) y es cubierta en discordancia por sedimentos neógenos y más modernos. Las relaciones intrusivas de mayor relevancia corresponden a: a) andesitas de la Fm. El Centinela en "La Represa" (ZRC), b) volcanitas ácidas de la Fm. Choique Mahuida en las sierras Carapacha Grande y Chica, puesto O. Díaz y Tapera Moreira; y c) diques riolíticos y basálticos en ZRC. De todas éstas, la de mayor importancia estratigráfica es aquella perteneciente a "La Represa" (Fig. 2a), pues el intrusivo allí aflorante se dató en 242 ± 10 Ma (K/Ar sobre roca total, Linares *et al.* 1980). La existencia de bordes dinámicos del intrusivo andesítico sugiere que el contraste térmico con la caja fue importante. Por lo tanto, esta edad indica un límite temporal máximo para la finalización de la sedimentación de la Fm. Carapacha.

Paleoambientes de sedimentación

La secuencia de la Fm. Carapacha es de carácter netamente continental, de tipo fluvio-lacustre (Melchor 1995). La primera etapa de la sedimentación (Mb. Calencó) fue dominada por ambientes lacustres, notándose una progresión vertical entre condiciones de profundidad intermedia a baja, para finalizar con un río entrelazado arenoso (Fig. 3a). La etapa final de deposición (Mb. Urre - Lauquen), por su parte, presenta un claro predominio de materiales arenosos depositados por un sistema fluvial efímero, con tramos lacustres someros subordinados (Fig. 3b). Además, en la parte media de esta etapa final se ha registrado un episodio fluvial entrelazado arenoso (que aflora en ZRC).

Contenido fósil y edad de la Formación Carapacha

Melchor y Césari (1991, 1997) describieron dos asociaciones paleoflorísticas procedentes de la Fm. Carapacha: la colectada en el Mb. Calencó es comparable a la Biozona de *Gangamopteris* (del Pérmico temprano basal, Archangelsky *et al.* 1980), en tanto que la taflora del Mb. Urre - Lauquen (sobre todo las glossopterídeas) se comparó con la Superzona de *Dizeugotheca* y se atribuyó al Pérmico Superior (Melchor y Césari 1997:628-630). El polo paleomagnético preliminar calculado para el Mb. Urre - Lauquen (Tomezzoli y Melchor 1997) concuerda con la curva de desplazamiento polar aparente de América del Sur para el Carbonífero Tardío - Pérmico Temprano. Esta aparente contradicción entre los indicadores de edad bioestratigráficos y paleomagnéticos podría ser resuelta mediante investigaciones en curso que incluyen la obtención de edades

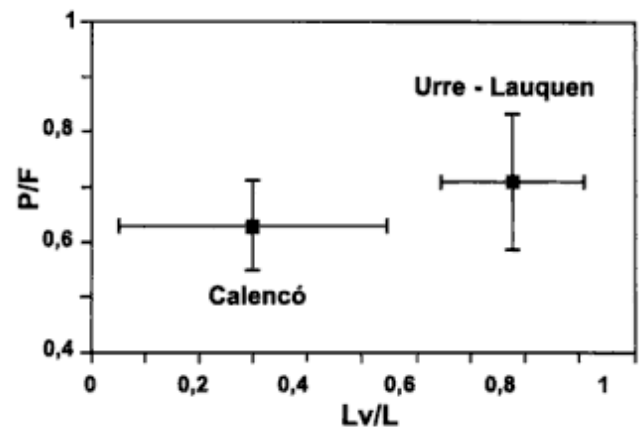


Figura 4: Diagrama que muestra los parámetros petrográficos utilizados para discriminar petrofacies (=miembros litoestratigráficos). Se grafica el valor promedio (cuadrado) e intervalo de confianza (barras) para las razones Lv/L y P/F (Tabla 1).

radimétricas de la facies pelítica de la unidad. La Fm. Carapacha también ha brindado numerosos restos de madera permineralizada (Melchor 1995, Crisafulli *et al.* 1999), así como una abundante icnofauna de invertebrados y vertebrados (Melchor y Poiré 1992, Melchor 1997).

Miembros litoestratigráficos

Se considera que existen diferencias litológicas suficientes entre los distintos afloramientos de la Fm. Carapacha, que justifican su división en dos miembros (Art. 29, CAE 1992). Los criterios utilizados para discriminar los mismos son: (1) la composición modal de las areniscas, en especial las relaciones Lv/L (líticos volcánicos/líticos totales) y P/F (plagioclasa/feldespatos totales); (2) las litofacies sedimentarias predominantes y (3) la participación relativa de conglomerados, areniscas y pelitas. Se propone denominar a los Miembros diferenciados con los topónimos Calencó (el inferior) y Urre - Lauquen (el superior). A pesar que se infiere la existencia de una discordancia entre ambos miembros, la pobre exposición y limitada mapeabilidad del Mb. Calencó, no justifican su separación en una formación diferente (Art. 28, CAE 1992).

Miembro Calencó

Estratotipo y localidad tipo. El estratotipo propuesto se ubica en el extremo sureste de la sierra de Calencó, próximo a la Estancia San Roberto ($38^{\circ} 13' 40''$ S, $65^{\circ} 48' 20''$ O; Fig. 2a). La sección estratigráfica (Fig. 3a), que corresponde con el perfil ESR de Melchor (1995), muestra una clara tendencia vertical granocreciente, con pasaje entre pelitas laminadas lacustres y areniscas entrecruzadas de canal fluvial.

Características litológicas. Está compuesto por areniscas arcóscicas y subarcóscicas, con escasos líticos metamórficos y sedimentarios. Hay una participación importante de feldespatos potásicos, aunque las plagioclasas predominan y los líticos volcánicos son muy raros (Fig. 4 y Tabla 1). Alrededor de 20 % del espesor del perfil tipo corresponde a facies pelíticas, siendo el resto de la sección de carácter arenoso (no se registran conglomerados), donde son típicas las areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 3a).

Relaciones estratigráficas. La base y techo del Mb. Calencó están cubiertos y sólo fue posible identificar pequeños diques riolíticos (asignados a la Fm. Choique Mahuida) que intruyen a la sucesión sedimentaria.

Origen del nombre. Corresponde al topónimo araucano original de la elevación donde aflora el Miembro. Doering (1882: 386) señaló que la misma fue reconocida por primera vez en enero de 1876. Según Stieben (1966: 49) el significado de este nombre es "aguada de la cuesta". Con posterioridad se la denominó "sierra Gould", en honor al astrónomo norteamericano Benjamin Gould quien actuó como primer director del Observatorio Astronómico de Córdoba (1871) (véase también Stieben 1966).

Distribución geográfica y espesor. Al presente, la única zona donde se encuentra representado es la mitad meridional de la sierra de Calencó (Fig. 2a), donde alcanza un espesor mínimo de 316 m (Fig. 3a).

Miembro Urre - Lauquen

Estratotipo y localidad tipo. La Fig. 3b muestra el estratotipo del Mb. Urre - Lauquen, el cual se integró con los perfiles "El Cañadón" (tramo basal), "La Tapera" (tramo medio) y "El Dique" (tramo cuspidal) (véase Melchor 1995, para una completa descripción de estas secciones). Los mejores afloramientos se ubican en ambas márgenes del río Curacó, aguas abajo de Puelches, en un trayecto de más de 5 km de longitud comprendido entre la curva de 90° hacia el suroeste que forma el cauce del río al sur de dicho poblado, hasta las proximidades del paraje "La Represa" (38° 11' S, 65° 57' O). A pesar que la potencia del miembro es mayor en el Establecimiento La Luz, dicha sección no se designa como tipo pues la exposición no es buena.

Características litológicas. Las areniscas de este Miembro son arcóscicas y líticas, con mayor intervención de fragmentos líticos de naturaleza casi exclusivamente volcánica. Dentro de los feldespatos hay un neto predominio de plagioclasas (Tabla 1 y Fig. 4). La litofacies que prevalece es arenisca mediana organizada en capas tabulares, con estratificación horizontal, masiva o, más raramente, con estratificación entrecruzada en artesa (también es común observar deformación sinsedimentaria). Se registran conglomerados (sobre todo de composición volcánica), aunque en proporción subordinada y similar a las pelitas (5%).

Relaciones estratigráficas. Base no conocida y techo cubierto en discordancia por sedimentos del Neógeno y más modernos. Las relaciones intrusivas descritas para la formación (ver más arriba), pertenecen en su mayoría a este miembro. Se apoyaría en discordancia sobre el Mb. Calencó.

Origen del nombre. Corresponde al topónimo próximo más conocido y no utilizado para otras unidades litostratigráficas previas. Se considera que los más adecuados habrían sido "Curacó" (por el río que destaca la secuencia sedimentaria y está muy próximo a los afloramientos) o "Puelches" (la localidad más cercana, prácticamente emplazada sobre los afloramientos de la formación). Sin embargo, ambos topónimos no están disponibles (Art. 18.2, CAE 1992), por haber sido empleados en las unidades Granito Curacó (Linares *et al.* 1980) y Fm. Puelches (Santa Cruz 1972). El topónimo elegido (Urre - Lauquen) proviene de la laguna que se encuentra 7 km al noreste de la curva ortogonal del río Curacó en la localidad tipo del Miembro. Esta laguna forma parte de los bañados donde finaliza el río Chadileuvú y nace el río Curacó; originándose por embalse de las aguas del primero contra los afloramientos de la Fm. Carapacha. "Urre" no existe en el lenguaje araucano y su origen sería "Vurre" (Stieben 1966) o "Férré" (Casamiquela 1967), cuyo significado es cosa amarga, salobre. "Lauquen" es laguna, por lo que la traducción del topónimo sería "laguna amarga".

Distribución geográfica y espesor. Los afloramientos que se adjudican a este miembro constituyen la mayoría de las exposiciones de la Formación, a saber: 1) la localidad tipo del Miembro (ZRC); 2) sierras Carapacha Chica, 3) los del Establecimiento La Luz y parte septentrional de la sierra de Calencó (cuya pertenencia a este miembro ha sido comprobada por conteos petrográficos); y 4) aquellos de las minas de cobre de Lihuel Calel (donde se registran conglomerados de composición volcánica). No pueden ser asignados con confianza a ninguno de los miembros (en virtud de la pobre exposición y del metamorfismo de contacto producto de los cuerpos intrusivos que los afectan), los asomos próximos a puesto O. Díaz y Establecimiento La Escondida y la sección de Tapera Moreira (Fig. 2a). El espesor máximo medido en la localidad tipo es 314 m, aunque la estimación mínima para el afloramiento del Establecimiento La Luz asciende a aproximadamente 600 m.

Relaciones estratigráficas regionales

De acuerdo al conocimiento actual, es razonable plantear que la Fm. Carapacha fue, al menos en parte, coetánea con las Formaciones El Imperial (Cuenca San Rafael) y Bonete - Tunas (Cuenca Sauce Grande). En particular, es probable que el Mb. Calencó (inferior) de la Fm. Carapacha sea equivalente a la parte cuspidal de la Fm. El Imperial.

El reconocimiento de la zona de cizallamiento dúctil compresiva del Cerro de los Viejos (Tickyj y Llambías 1994, Tickyj *et al.* 1997) ubicado en el sureste de La Pampa, sugiere que para el Pérmico Inferior, la zona de basamento ubicada al este de la Cuenca Carapacha se comportaba como un área elevada, producto de la exhumación de las rocas milonitizadas de dicha zona (Russo *et al.* 1979, denominaron a este rasgo topográfico como Alto de La Pampa). Se dispone de evidencias adicionales: a) la notoria divergencia entre las direcciones de paleocorriente medias de la Fm. Carapacha (hacia el NO) y de las Formaciones Bonete y Tunas (en su mayoría hacia el NE, Andreis *et al.* 1989) y, b) el hecho de no haberse encontrado una signatura de procedencia característica de Sierras Australes en las sedimentitas de la Fm. Carapacha (Melchor 1995); permite postular que las cuencas Sauce Grande y Carapacha no tenían conexión física en el Pérmico.

La continuación de la Cuenca San Rafael (Mendoza) hasta la latitud de Puelches, ha sido propuesta por varios investigadores, como Polanski (1970), quien consideraba a los depósitos paleozoicos de La Pampa (*i.e.*, Formaciones Agua Escondida y Carapacha) como una extensión de la Cuenca San Rafael, a la cual denominó "Bahía Pampeana". Del mismo modo, Melchor (1990), al informar acerca de los primeros hallazgos de flora fósil en la Fm. Carapacha (Mb. Calencó), y desconociendo buena parte de la información aquí expuesta, propuso que la Cuenca San Rafael podría continuar hasta la latitud del río Colorado.

Sin embargo, estudios posteriores en todos los afloramientos de la Fm. Agua Escondida que se ubican en la provincia de La Pampa, más los resultados de Melchor (1995), permiten evidenciar que no existió conexión física entre las cuencas San Rafael y Carapacha. La Cuenca San Rafael habría llegado, a lo sumo, algo al sur de la latitud de Limay Mahuida (37° 21' S, Melchor y Casadío 1997) penetrando en La Pampa como su extensión suroriental, lo que confirma la existencia de la "Bahía Pampeana" de Polanski (1970) (aunque no estrictamente con el mismo sentido; véase también Melchor 1996). Además, parte de los asomos más surorientales de la Fm. Agua Escondida podrían no corresponder a dicha cuenca (Melchor *et al.* 1999). Por el contrario, los afloramientos de la Cuenca Carapacha se desarrollan sólo al sur de la latitud de La Reforma (alrededor de 37° 30' S). El principal sustento para estas conclusiones, proviene de los siguientes argumentos: a) la diferente edad de las secuencias de la Fm. Agua Escondida (atribuida con dudas al Carbonífero tardío por González Díaz y García 1968) y Carapacha (Pérmico temprano a Pérmico tardío bajo); b) el contraste litológico y paleoambiental entre ambas unidades (Melchor 1996); c) la semejanza composicional, paleoambiental y concordancia de paleocorrientes entre la Fm. Agua Escondida con la parte basal de la Fm. El Imperial de la Cuenca San Rafael (facies marinas someras del "Subestadio 2a" de Espejo 1990); y d) la distribu-

ción actual de los afloramientos de las Formaciones Carapacha y Agua Escondida, muestra una interrupción al suroeste de Limay Mahuida (La Pampa, Fig. 1), área que parece haber actuado como un límite tectónico de importancia durante el Paleozoico (Llambías *et al.* 1996, Melchor *et al.* 1999).

Conclusiones

La Fm. Carapacha constituye el relleno de una nueva cuenca pérmica continental silicoclástica del centro de Argentina y no existe ninguna evidencia que sugiera una probable conexión con alguna de las cuencas neopaleozoicas próximas. Sobre la base de la composición de sus areniscas (contrastadas con el uso de métodos estadísticos), las facies sedimentarias presentes y la proporción de areniscas, pelitas y conglomerados es posible distinguir dos miembros litoestratigráficos, los que estarían separados por una discordancia: el Mb. Calencó (inferior, compuesto por areniscas arcóscicas y subarcóscicas que contienen escasos líticos, con participación sustancial de facies finas lacustres y carente de conglomerados) y el Mb. Urre - Lauquen (superior, con predominio de areniscas arcóscicas -plagioclásticas- y líticas, las que poseen abundantes fragmentos de rocas volcánicas, facies fluviales efímeras arenosas y presencia de conglomerados). De esta forma, se actualiza la nomenclatura estratigráfica de la unidad, a la luz de los avances en el conocimiento geológico y paleontológico producidos en los últimos años, definiéndose las características y significado de una formación que fue considerada por casi cuatro décadas, como de origen marino y de edad silúrica. Al respecto, sólo se puede acotar que el hallazgo de braquiópodos silúricos reportado en la literatura no pudo ser confirmado por trabajos posteriores.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Universidad Nacional de La Pampa), entidad que financió la mayor parte de las tareas de campo vinculadas con este trabajo; y al CONICET, que le ha otorgado distintas categorías de becas de investigación en el periodo 1989-1994, durante el cual se desarrollaron las investigaciones geológicas de las Formaciones Carapacha y Agua Escondida en la provincia de La Pampa. También se agradecen las observaciones realizadas por los revisores P. Stipanovic y S. Archangelsky. M. C. Cardonatto colaboró en la presentación del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Andreis, R. R., Iñiguez Rodriguez, A. M., Lluch, J. L. y Rodriguez, S., 1989. Cuenca Paleozoica de Ventania, Sierras Australes,

- provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 265-298. San Miguel de Tucumán.
- Archangelsky, S., Azcuy, C. L., Pinto, I. D., González, C. R., Marquez Toigo, M., Rösler, O. y Wagner, R. H., 1980. The Carboniferous and Early Permian of the South American Gondwana Area: a summary of biostratigraphic information. *Actas 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 4: 257-269. Buenos Aires.
- Casamiquela, R. M., 1967. Geonimia. *Obra Mapa de La Pampa*. Gobierno de la provincia de La Pampa, pp. 1-84. Santa Rosa.
- CAE (Comité Argentino de Estratigrafía), 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- CANE (Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica), 1972. Código de Nomenclatura Estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 2: 1-40.
- Criado Roqué, P., 1972a. El Bloque de San Rafael. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*, pp. 287-295. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roqué, P., 1972b. Cinturón Móvil Mendocino-Pampeano. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*, pp. 297-303. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roqué, P. e Ibáñez, G., 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino Pampeana. En: Turner, J. C. M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1, pp. 837-869. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Crisafulli, A., Lutz, A. y Melchor, R., 1999. Maderas gimnospermas de la Formación Carapacha (Pérmico), provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana*. (remitido).
- Delpino, D., 1982. Informe preliminar de la Hoja Geológica 34h, Puelches. Provincia de La Pampa. Servicio Geológico Nacional. Departamento de Cartas Geológicas, 29 p. (inédito).
- Dessanti, R. N., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 27c Cerro Diamante, (Provincia de Mendoza). *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 85: 1-79. Buenos Aires.
- Doering, A., 1882. Geología. En: Informe Oficial de la Comisión Científica Agregada al estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del General Don Julio A. Roca. 3: 295-530. Buenos Aires.
- Dott, R. H., Jr., 1964. Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(3): 625-632.
- Espejo, I. S., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los Ríos Diamante y Atuel (Provincia de Mendoza). Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires, 227 p. (inédito).
- Espejo, P. M. y Silva Nieto, D. G., 1985. Descripción geológica de las Hojas 34h, Puelches; 34i, Estancia La Unión (Provincia de La Pampa) y 35h, Cerro Choique Mahuida; 35i, Pichi Mahuida (Provincias de La Pampa y Río Negro) (1:200000). Dirección Nacional de Geología y Minería, 133 p., Buenos Aires (inédito).
- Espejo, P. M. y Silva Nieto, D. G., 1996. Descripción de la hoja geológica 3966-II Puelches (1:250.000), provincias de La Pampa y Río Negro. *Boletín de la Dirección Nacional del Servicio Geológico*, 216: 1-35. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y García, H. H., 1968. El hallazgo del neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (SE de Mendoza y NO de La Pampa). *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 341-354. Comodoro Rivadavia.
- Groeber, P., 1939. Mapa Geológico de Mendoza. *Physis, Revista de la Asociación Argentina de Ciencias Naturales (sección Geología y Paleontología)*, 14(46): 171-220.
- Howard, J. L., 1994. A note on the use of statistics in reporting detrital clastic compositions. *Sedimentology*, 41(4): 747-753.
- Ingersoll, R. V., 1983. Petrofacies and provenance of Late Mesozoic forearc basin, Northern and Central California. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 67(7): 1125-1142.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., y Sares, S., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1): 103-116.
- Ingersoll, R. V. y Cavazza, W., 1991. Reconstruction of Oligo-Miocene dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. En: Fisher, R. V. y Smith, G. A. (Eds.): *Sedimentation in volcanic settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, 45: 227-236. Tulsa.
- Ingersoll, R. V., Cavazza, W., Baldrige, W. S. y Shafillah, M., 1987. Oligocene-Miocene volcanoclastic petrofacies and basin evolution in Northern New Mexico: Implications for initiation of Rio Grande rift. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 19: 712. Boulder.
- Ingersoll, R. V., Cavazza, W., Baldrige, W. S. y Shafillah, M., 1990. Cenozoic sedimentation and paleotectonics of north-central New Mexico: Implications for initiation and evolution of the Rio Grande rift. *Bulletin of the Geological Society of America*, 102: 1280-1296.
- Linares, E., Llambías, E. J. y Latorre, C. O., 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 87-146.
- Llambías, E. J., Melchor, R. N., Tickyj, H. y Sato, A. M., 1996. Geología del Bloque del Chadileuvú. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 417-425. Buenos Aires.
- Melchor, R. N., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, Prov. de La Pampa. Análisis paleoambiental e importancia. *Actas 3º Reunión Argentina de Sedimentología*: 366-371. San Juan.
- Melchor, R. N., 1993. Permian paleogeography and tectonics of SW Gondwanaland: Some insights from sandstone provenance studies of Late Paleozoic basins. *EOS, Transactions American Geophysical Union (supplement)*, 74(43): 577. San Francisco.
- Melchor, R. N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro-oeste de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 272 p. + 60 p. (Anexo) (inédito).
- Melchor, R. N., 1996. La Bahía Pampeana de la Cuenca San Rafael. *Comunicaciones Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior*, pp. 26-27. Buenos Aires.
- Melchor, R. N., 1997. Permian tetrapod ichnofaunas from Argentina: Further evidence for redbed shallow lacustrine and aeolian vertebrate ichnofacies. *Workshop Ichnofacies and Ichnotaxonomy of the Terrestrial Permian, Abstracts & Papers*: 59-60. Halle (Saale). Alemania.
- Melchor, R. N., 1999. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Carapacha (Pérmico), La Pampa, Argentina. 1º Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes: 39-40. Anillaco.
- Melchor, R. N. y Casadio, S., 1997. Descripción de la Hoja Geológica 3766-III "La Reforma" (1:250.000), provincia de La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales (Servicio Geológico Minero Argentino). 67 p. + 1 mapa. Buenos Aires (en prensa).
- Melchor, R. N. y Césari, S. N., 1991. Algunos elementos paleoflorísticos de la Formación Carapacha (Pérmico Inferior), pro-

- vincia de La Pampa, República Argentina. *Ameghiniana*, 28(3-4): 347-352.
- Melchor, R. N. y Césari, S. N., 1992. Implicancia bioestratigráfica, paleogeográfica y tectónica de las megaflores pérmicas de la Formación Carapacha, provincia de La Pampa, Argentina. *Comunicaciones 1° Reunión del Grupo Argentino de Trabajo del Proyecto "Pangea"*, pp. 22-24, Buenos Aires.
- Melchor, R. N. y Césari, S. N., 1997. Permian floras from Carapacha Basin, central Argentina. *Description and importance*. *Geobios*, 30(5): 607-633.
- Melchor, R. N. y Poiré, D. G., 1992. Sedimentological and paleoecological implications of invertebrate and tetrapod ichnocoenosis from a Permian fluvial/lacustrine sequence: Carapacha Formation, La Pampa Province, Argentina. *Actas 4° Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 247-257. La Plata.
- Melchor, R. N., Sato, A. M., Llambías, E. J. y Tickyj, H., 1999. Documentación de la extensión meridional del terreno Cuyana / Precordillera en la provincia de La Pampa, Argentina. *14° Congreso Geológico Argentino*, Salta (en prensa).
- Pettijohn, F. J., Potter, P., y Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. (2da. edición), Springer-Verlag, 618 p., Berlín.
- Polanski, J., 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. Eudeba. 216 p., Buenos Aires.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Turner, J. C. M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1, pp. 139-184. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Santa Cruz, J. N., 1972. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(4): 5-62.
- Schulz, C. J., 1986. Informe preliminar de la Formación Carapacha (Prov. de La Pampa). *Actas 1° Jornadas de Biología y 2° Jornadas Geológicas de La Pampa (=Univ. Nac. de La Pampa, Serie Suplementos N° 2)*: 29-36. Santa Rosa.
- Sgrosso, P., 1939. Las minas de cobre de Lihuel Calel, Territorio Nacional de La Pampa. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Carpeta No. 37, 6 p. (inédito).
- Sobral, J. M., 1942. Geología de la comarca del territorio de La Pampa situada al occidente del Chadi-leuvú. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 212: 33-81.
- Stieben, E., 1966. *Toponimia araucana*. Primera edición. Secretaría General de la Gobernación de La Pampa. 242 p. Santa Rosa.
- Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. *Boletín de la Dirección de Minas y Geología*, 40: 1-124.
- Tapia, A., 1939. Chacharramendi y alrededores. *Physis, Revista de la Asociación Argentina de Ciencias Naturales (sección Geología y Paleontología)*, 14: 221-224.
- Terraza, J. C., 1981. Aspectos geológicos de la provincia de La Pampa. *1° Jornadas Geológicas de La Pampa (=Universidad Nacional de La Pampa, Fascículo 1)*: 1-18. Santa Rosa.
- Terraza, J. C., Bazán, S. y De Elorriaga, E., 1982. Geología del oeste de la Provincia de La Pampa, República Argentina. *Resúmenes 5° Congreso Latinoamericano de Geología*: 24-25. Buenos Aires.
- Tickyj, H. y Llambías, E. J., 1994. El gneis milonítico del Cerro de los Viejos (38°28' S - 64°26' O), provincia de La Pampa, Argentina. ¿Evidencia de un corrimiento en el Carbonífero Inferior?. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1239-1243. Concepción.
- Tickyj, H., Dimieri, L. V., Llambías, E. J. y Sato, A. M., 1997. Cerro de los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 311-321.
- Tomezzoli, R. N. y Melchor, R. N., 1997. Estudio paleomagnético preliminar en el miembro superior de la Formación Carapacha, provincia de La Pampa. *Actas 19° Reunión Científica de la Asociación de Geofísicos y Geodestas y 1° Jornadas de Catastro Minero*, 5(1): 106-110, San Juan.
- Tomezzoli, R. N., MacDonald, W. y Melchor, R. N., 1999. Análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética de la Cuenca Carapacha (Pérmico), centro-sur de La Pampa, Argentina. *14° Congreso Geológico Argentino*, Salta (en prensa).
- Vilela, C. R. y Riggi, J. C., 1953. Descripción geológica de las Hojas 33h "Sierra de Lihué Calel" y 33i "Sierra Chica". *Instituto Nacional de Geología y Minería*, Carpeta 353. 132 p. (inédito).
- Vilela, C. R. y Riggi, J. C., 1956. Rasgos geológicos y petrográficos de la Sierra de Lihué Calel y área circundante, provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(4): 217-272.
- Wichmann, R., 1928. Contribución a la geología de los departamentos Chical-Có y Puelén, de la parte occidental de la Pampa Central. *Publicación de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, 40: 1-33. Buenos Aires.

Recibido: 21 de mayo, 1998

Aceptado: 1 de julio, 1999

Clinozoisita rosada en las Sierras de Córdoba

Raúl LIRA y Hebe Dina GAY

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner",
Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *Pink clinozoisite from Sierras de Córdoba.* Pink clinozoisite is a relatively widespread mineral species found in the Oriental Pampean Ranges in Córdoba province, Argentina. Clinozoisite formed after metasomatic-hydrothermal reactions, either at the endoskarn zone between intrusive granite aplites and country-rock marbles, or at the outer margin of nodular reaction-skarns between interbedded carbonate and sandstone - pelitic metasedimentary layers. Clinozoisite occurs as a replacement phase of earlier-formed endoskarn Ca-bearing silicates, mainly after plagioclase, and to a lesser extent, after amphibole, pyroxene, garnet, epidote and scapolite. Small euhedral crystals are commonly found lining cavities, as a continuum of the replacement process. Clinozoisite has been studied by means of optical microscopy, x-ray diffraction, and microprobe analyses. Pleochroism varies from α pink, β pale pink, and γ yellowish, increasing in intensity with increasing Mn content. A single crystal from La Cumbre locality shows compositional zoning along the b-axis, where Fe^{2+} (Tt) substitutes for AlVI (M2-sites) and Mn and Mg substitute for Ca (A-sites); Fe^{2+} (Tt), Ti and Mg contents increase towards the crystal borders. A linear relationship found between AlVI and Fe^{2+} (Tt) (La Argentina locality), is an indicator of the substitution of Al for Fe^{2+} (Tt) in the octahedral sites, from nearly Fe-free pink clinozoisite through pink epidotes towards green epidotes (pistacite). This linear ratio indicates that pink colour is only present in those members of the series in which Fe^{2+} (Tt) values are not higher than 0,7 (a.p.f.u.) or at AlVI/ Fe^{2+} (Tt) ratios $\leq 3,4$. The attractive pink colour of Córdoba's clinozoisites, together with their relative abundance, favour its use as a gemologic material.

Introducción

La clinozoisita es una especie mineral perteneciente al grupo del epidoto. Algunos minerales de este grupo son comunes en distintas rocas de origen metamórfico y es menos frecuente encontrarlos como constituyentes primarios de rocas ígneas. También pueden formarse como productos de alteración hidrotermal a favor de plagioclasa, en rocas granitoides, constituyendo asociaciones propilíticas junto a calcita y clorita.

Los minerales del grupo del epidoto se presentan con variaciones composicionales y estructurales. En general son monoclinicos: epidoto, piemontita, allanita, clinozoisita. Este último con composición próxima a $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$, prácticamente libre de Fe, puede cristalizar también en el sistema rómbico, zoisita.

En la República Argentina son numerosas las citas de clinozoisita en estudios petrográficos (Beder 1922; Angelelli *et al.* 1983; Franchini *et al.* 1998a, 1998b; Franchini *et al.* en prensa). En la provincia de Córdoba la clinozoisita es un mineral relativamente común, dada la existencia de condiciones geológicas favorables para su formación, fundamentalmente la proliferación de mármoles y de cuerpos granitoides aplíticos y pegmatíticos que los intruyen.

En Argentina la primera mención sobre la presencia

de clinozoisita rosada corresponde a Rossi (1967) quien la señala en la cantera "El Pozo", Alta Gracia, Córdoba, derivada de escapolita. Posteriormente se publican datos de los estudios realizados por Lira y Gay, en Brodtkorb y Gay (1994). Información de microscopía óptica, roentgenográfica y microanalítica, permitió su identificación.

Las menciones de clinozoisita rosada son escasas en la bibliografía: Homung y Knorring (1962) y Petrusenko y Padera (1970), ambas en Deer *et al.* (1986) y Bianchi Potenza *et al.* (1986). Su presencia en numerosas localidades del basamento metamórfico-plutónico de las Sierras Pampeanas Orientales, en la provincia de Córdoba, muchas veces erróneamente identificada como zoisita (thulita) o rodonita, condujo a efectuar este trabajo, que consta de datos de yacencia, asociaciones minerales, propiedades ópticas y composición química.

De las ocho regiones en las que se conoce su presencia (Fig. 1), sólo cuatro han sido seleccionadas para su estudio: San Antonio, Los Arroyos y La Cumbre (Dpto. Punilla) y La Argentina (Dpto. Minas). Las restantes son: Quebrada de los Contrabandistas, Piedras Grandes y Villa Bustos del departamento Punilla, ubicadas en Pampa de Olaen e inmediaciones, y La Playa en el departamento Minas (Gómez 1998).

El objetivo de esta contribución es dar a conocer in-

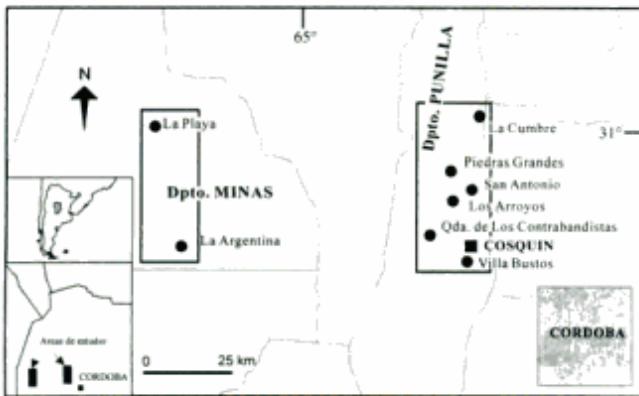


Figura 1: Mapa de ubicación de localidades con presencia de clinozoisita rosada en la provincia de Córdoba.

formación mineralógica sobre clinozoisita rosada. Los minerales pertenecientes a cada zona, como se describen más abajo, representan asociaciones minerales que pueden conformar una o más asociaciones paragenéticas, las cuales no han sido discriminadas en este trabajo salvo en los casos específicamente indicados. La distinción entre asociación mineral y asociación paragenética se basa en los conceptos de Petrovskaya (1986). La complejidad de las reacciones metasomáticas, la composición de las rocas carbonáticas y la composición y el origen de los granitoides involucrados son temas de estudio no abordados que superan la finalidad de este trabajo.

Geología

Las clinozoisitas estudiadas pertenecen a asociaciones mineralógicas de skarn (tactitas), con marcadas analogías en cuanto a asociaciones paragenéticas, aunque las condiciones generales de yacencia presentan algunas diferencias.

Las muestras de las canteras San Antonio (Valle Hermoso), Los Arroyos (Pampa de Olaen) y Quebrada de los Contrabandistas (Distrito Minero Los Guindos), esta última no estudiada, corresponden a skarns formados por reacciones metasomáticas entre mármoles del basamento metamórfico precámbrico (Gordillo y Lencinas 1979) y diques pegmatíticos y aplíticos de composición granitoide. Los vínculos magmáticos de los intrusivos filonianos no han sido claramente establecidos; a pesar de la vecindad del batolito de Achala y sus importantes manifestaciones de actividad pegmatítica y postmagmática, existen particularidades de yacencia y composicionales que sugieren que algunos podrían estar relacionados con actividad granitoide anterior al ciclo magmático de Achala (pre-Devónico).

La clinozoisita de La Cumbre (Sierra Chica) se encuentra en un ambiente geológico diferente (Saieg

1994); los skarns se asocian exclusivamente a bancos de mármoles calcolomíticos forsteríticos (a veces serpentinizados) asociados con anfibolitas, en relación discordante con intrusivos tonalíticos subyacentes (tonalitas "La Cumbre"); la presencia en el sector de intrusivos trondjemíticos, granodioríticos y graníticos parece no guardar vínculos genético-espaciales con el origen de los skarns; tampoco se mencionan posibles vínculos con intrusivos pegmatíticos.

La clinozoisita y epidoto de la mina La Argentina, responden a un origen marcadamente diferente al de los casos anteriores; los esquistos biotítico-cuarzo-feldespáticos fuertemente plegados del basamento metamórfico alojan numerosos nódulos y lentes de cuarzo, carbonato y silicatos cálcicos organizados en zonas, entre los que se incluyen miembros del grupo del epidoto; éstos probablemente se originaron como skarns de reacción entre lentes carbonáticas intercaladas y el encajonante areno-pelítico; la existencia de diques pegmatíticos que intruyen discordante o concordantemente a los esquistos biotíticos no guarda relación genética con la formación de estos skarns.

En la provincia de Córdoba es también común otro tipo de skarn en el cual domina la asociación granate-wollastonita - diópsido ± epidoto ± vesubiana. En éstos, entre los que se destacan afloramientos en Puesto de Arriba (La Calera) y La Salamanca (San Marcos Sierras) (Beder 1922), Cañada del Puerto (Vázquez 1985) y numerosos otros, no se ha mencionado la presencia de clinozoisita rosada. Recientes trabajos de Franchini *et al.* (1998a, 1998b) y Franchini *et al.* (en prensa), señalan la presencia de clinozoisita común (no rosada) en todas las localidades cordobesas estudiadas, entre

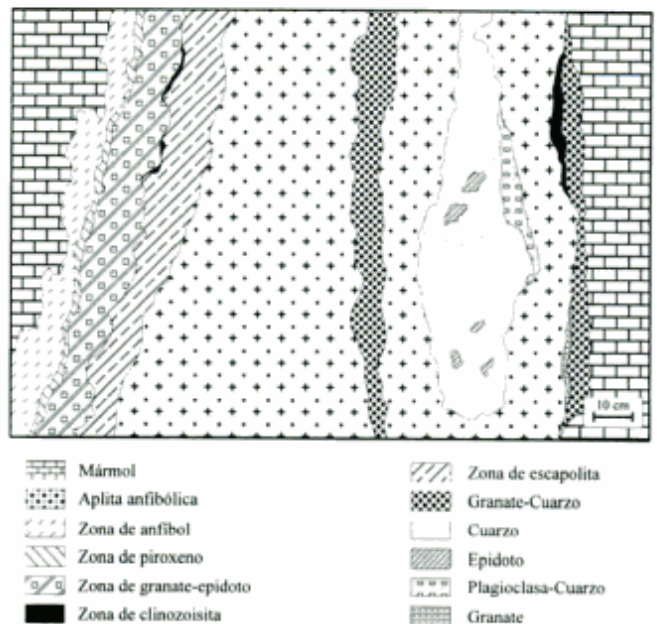


Figura 2: Esquema de zonación mineralógica en los skarns de la cantera San Antonio, departamento Punilla.

ellas, los skarns de Copina, Cañada del Puerto, La Falda y San Marcos Sierras. Sin embargo, recientemente se ha determinado clinzoisita rosada en copina.

San Antonio

Las conocidas canteras de San Antonio (Beder 1922), al oeste de Valle Hermoso, departamento Punilla (Fig. 1), constituyen un verdadero paraíso mineralógico, en cuanto a la presencia de minerales metasomáticos e hidrotermales. La clinzoisita rosada es abundante, par-

ticularmente en varias labores al oeste de la turística "Gruta de San Antonio".

Las asociaciones metasomáticas siempre se desarrollan vinculadas a filonaciones aplíticas que generalmente han desarrollado núcleos lenticulares de cuarzo. Los minerales se asocian en zonas donde dominan una o dos especies, con escasas fases subordinadas.

En las Figs. 2 y 3 se presentan esquemas representativos de la gran variedad de ocurrencias donde se presenta la clinzoisita rosada. La denominación de cada zona, también para las otras localidades estudiadas, responde a la mineralogía dominante. En general la clinzoisita, que ocurre como fase de reemplazo de es-

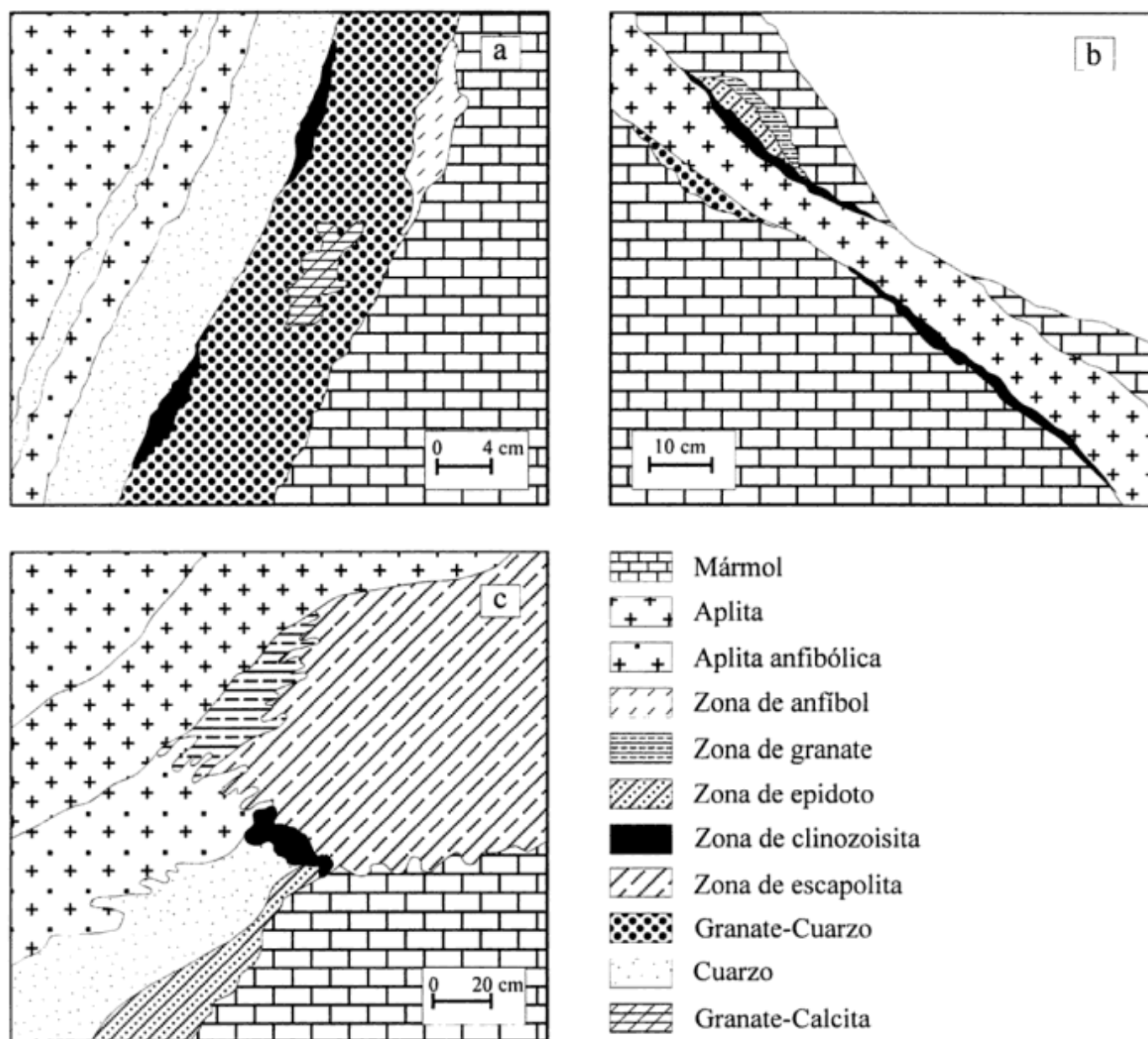


Figura 3: Esquemas de zonación mineralógica en los skarns de la cantera San Antonio, departamento Punilla.

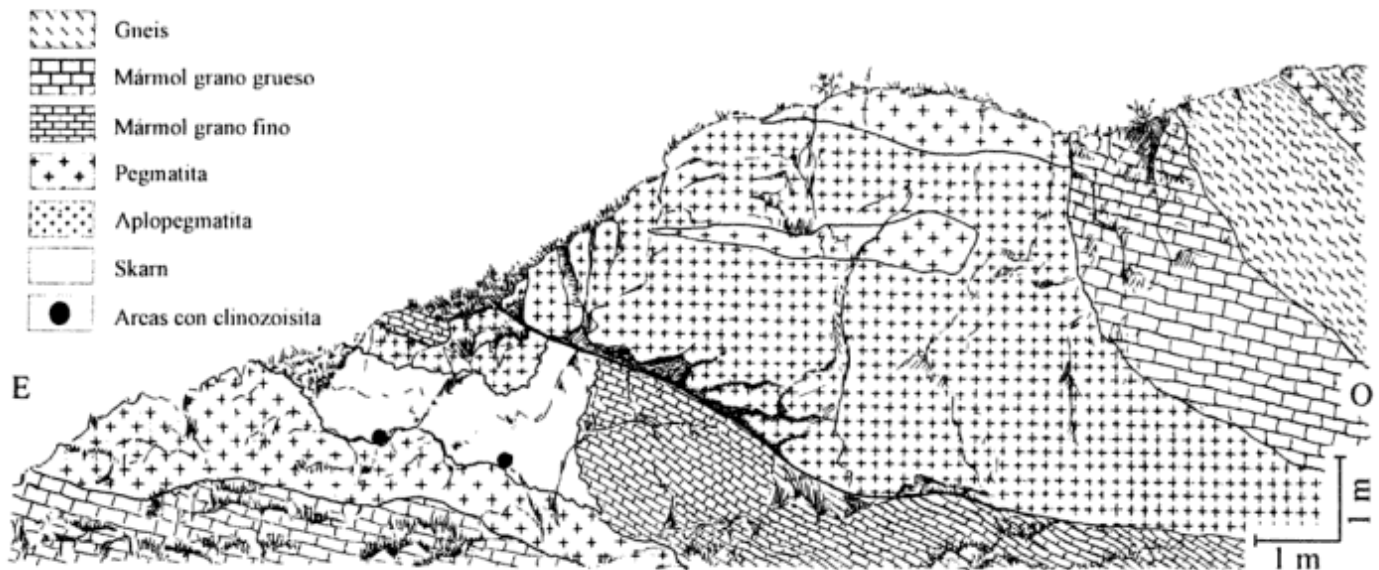


Figura 4: Esquema geológico de la pared norte de un tabique que secciona a la cantera Los Arroyos, Pampa de Olaen, departamento Puntilla.

capolita, diópsido y epidoto (Beder 1922), y, de granate y plagioclasa, tiende a formarse entre el intrusivo aplítico o su núcleo de cuarzo, zona de endoskarn, y la zona de dominio del epidoto o granate (exoskarn).

Asociaciones minerales en las zonas de formación de clinozoisita

Secciones delgadas representativas de la zonación observable en la Fig. 2 han permitido establecer asociaciones minerales que brindan información sobre el origen de la clinozoisita rosada.

Desde el mármol (zona de exoskarn) hacia la aplita anfibólica (zona de endoskarn) es posible distinguir claramente cuatro zonas, con pasajes transicionales: 1. Zona de anfíbol, 2. Zona de piroxeno, 3. Zona de granate-epidoto-clinozoisita, 4. Zona de escapolita. La zona de escapolita puede estar ausente y la asociación de la zona (3) puede encontrarse directamente en contacto con los núcleos de cuarzo o la aplita (Fig. 3a y 3b).

Las referencias de abreviaturas utilizadas en este trabajo son las siguientes: (\pm) = subordinado o escaso; All = allanita; Anf = anfíbol de la serie tremolita-ferroactinolita; Hbl = Mg-hornblenda (Leake 1978); Ap = apatita; Cc = calcita; Clr = clorita; Clz = clinozoisita rosada; Cz = cuarzo; Ep = epidoto (pistacita); Esc = escapolita; FK = microclino; Gte = granate; Plag = plagioclasa; Ppy = pumpellyita; Prh = prehnita; Px = piroxeno de la serie diópsido-hedenbergita (Morimoto *et al.* 1988); Src = sericita; Tt = titanita; Zr = circón. Seguidamente se presentan las asociaciones minerales representativas de cada zona:

1. Zona de anfíbol: Anf-Cc-Cz-(\pm Ap)
2. Zona de transición anfíbol-piroxeno (el piroxeno se desestabiliza en anfíbol): Anf-Cc-Cz-Px.

3. Zona de piroxeno: Px-Cc-Cz (\pm Ap)

4. Zona de transición piroxeno/granate-epidoto-clinozoisita (la plagioclasa se desestabiliza en clinozoisita): Feld (Plag-FK)-Clz-Cz-Cc-(\pm Px)

5. Zona de granate-epidoto-clinozoisita: Gte-Ep-Clz-Cc-Cz-(\pm Tt); Clz-Cz-Cc-Tt-Gte-Ep-(\pm Px)

6. Zona de escapolita: Esc-Ap-Cc-Px-Tt-(\pm Ep)-(All)-(Anf)-Clz.

En todas las zonas calcita y cuarzo son fases intersticiales tardías que rellenan cavidades y otros espacios libres. La mayor parte de las cavidades drúsicas en las que el granate, epidoto y clinozoisita rematan en forma idioblástica, están rellenas por calcita y/o cuarzo.

En la zona del granate, éste es reemplazado por epidoto y/o clinozoisita. La clinozoisita a su vez reemplaza al epidoto; la secuencia de transformaciones de fases es: Gte \rightarrow Ep \rightarrow Clz.

En la zona de transición Px/Gte-Ep-Clz, con presencia de feldspatos, el microclino se mantiene inalterado mientras que la plagioclasa se transforma parcialmente en un mineral prismático a fibroso de grano fino, clinozoisita y calcita; en estas zonas la asociación se compone de Anf-Plag-FK-Cz-Cc-Clz-(\pm Zr). El circón se halla incluido en plagioclasa en contacto con cuarzo. Otras asociaciones observadas son: Clz-Anf; Clz-Anf-Ep-Cc; Clz-Cz-Px-Cc-Anf.

Asociaciones con presencia de escapolita

En la zona de formación de escapolita la asociación representativa está integrada por: Esc-Ap-Cc-Px-Tt-Clz-(\pm Ep)-(All)-(Anf). Existe un predominio volumétrico de escapolita en granos agregados en mosaico y calcita intersticial. Están presentes cristales de epidoto con núcleos allaníticos en vías de transformación a clinozoisita en los bordes.

La clinozoisita es producto de la desestabilización de la escapolita, también del epidoto y del piroxeno, minerales a los cuales reemplaza en distintos grados. El reemplazo ocurre preferentemente vía contactos intergranulares. Hacia la zona del endoskarn (aprita anfibólica), representado por la asociación Plag-Cz-Anf, la escapolitización de la plagioclasa es un fenómeno marcado, muy intenso por sectores. La escapolita reemplaza a la plagioclasa apareciendo en megablastos poiquilíticos que incluyen relictos de plagioclasa y calcita en parches, subproducto de la transformación: Plag → Esc.

Beder (1922) encontró la asociación Clz-Plag (Ab) a partir de escapolita, la interpretó como el producto de descomposición de la escapolita: Esc → Clz + Plag (Ab). Nuestras observaciones basadas en las evidencias texturales, muestran relictos de plagioclasa escapolitizada (Plag → Esc). La escasa clinozoisita presente en esta zona reemplaza al epidoto y también a la escapolita (Fig. 3c); el reemplazo de la escapolita vía intergranular genera clinozoisita más una mica incolora similar a flogopita. Esta mica ya fue señalada por Beder (1922) asociada a calcita, ambos, productos de transformación de la escapolita.

Secuencia de reemplazos. Integrando observaciones de ambas zonas (zona de escapolita y contacto exoskarn), se concluye la siguiente secuencia de transformaciones: Plag → Esc → Clz .

Si bien es cierto que la clinozoisita rosada aparece frecuentemente como producto de desestabilización de silicatos portadores de Ca (plagioclasa, anfíbol, piroxeno, granate, epidoto y escapolita), con ejemplos de transformaciones completas, en muchos sectores se presenta en cristales individuales o en asociaciones paralelas o agregados irregulares de cristales idiomorfos. Estos hábitos sugieren un origen primario como producto de cristalización directa a partir de un fluido.

Superpuestas a las asociaciones metasomáticas aparecen en sectores localizados, venillas de calcita + clorita, que reemplazan a las asociaciones anteriores, fundamentalmente por carbonatación de escapolita y cloritización de piroxeno. Estas representan paragénesis hidrotermales posteriores.

Los Arroyos

La cantera Los Arroyos es una de las tantas labores para la explotación de mármoles de la Pampa de Olan, al oeste de las localidades de Valle Hermoso y La Falda, departamento Punilla. Se accede desde La Falda o Molinari, por el camino que conduce a Characato o Villa de Soto; la cantera se encuentra aproximadamente 300 m aguas abajo de la Escuela Provincial Los Arroyos, 8-10 km al OSO de La Falda.

La explotación de estos bancos de mármoles ha deja-

do un tabique de orientación latitudinal que divide a la cantera en dos unidades. Este tabique está conformado por un filón aplopegmatítico que se halla intruido en el cuerpo calcáreo, el cual interrumpió localmente las tareas de explotación (Fig. 4).

Los mármoles de esta zona son predominantemente blancos, de grano grueso y de composición cálcica. El intrusivo es un filón de rumbo meridional buzante al oeste 15°, de potencia variable, con 1 m en el piso de cantera y un ensanchamiento de aproximadamente 7 m en la parte aflorante. Se caracteriza por presentar una intrincada zonación textural alternando lentes y bandas de granulometría aplítica y pegmatítica; se presenta acompañado por ramificaciones penetrativas hacia el mármol con potencias de algunos centímetros hasta decímetros. En algunos sectores se observan bloques de mármol totalmente englobados en la pegmatita. La intrusión de este filón ha generado asociaciones paragenéticas metasomáticas en ambos contactos con los bancos calcáreos, observables en las unidades norte y sur de la cantera; en este caso los minerales de skarn no conforman estructuras de bandas con predominio de una o dos especies sino que se agrupan en nódulos y lentes de distribución irregular, espacialmente discontinuos.

La composición mayoritaria de estos skarns está dada por la asociación: granate-epidoto-clinozoisita-cuarzo. En sectores hay un notable predominio volumétrico del epidoto sobre el granate. La forma dominante de presentarse el epidoto es en cristales prismáticos y el granate en bandas macizas o en dodecaedros rómbicos. Existen frecuentes venillas de epidoto (epidoto ± cuarzo) que acompañan a los filones aplopegmatíticos en contacto concordante, o atravesando a los bancos calcáreos y también a los propios filones aplopegmatíticos. El skarn incluye grandes cristales (hasta 7 cm de arista) aislados o asociados, de pseudomorfos de limonita según pirita.

A escala mesoscópica se observan zonas irregulares caracterizadas por las siguientes asociaciones, desde endoskarn (1) hacia exoskarn (4), pudiendo encontrarse la zona de plagioclasa, en ausencia de clinozoisita, en contacto con las zonas de granate o bien de epidoto:

1. Zona de plagioclasa: Plag-Cz
2. Zona de clinozoisita: Clz-Cz
3. Zona de granate: Gte-Cz
4. Zona de epidoto: Ep-Plag-Cz-Clr; Ep-Plag-Cz; Ep-Cz

Las observaciones a escala microscópica han permitido identificar la siguiente asociación en la zona de contacto del endoskarn: Cz-Plag-FK-Anf-Px-All-Ep-Esc-Zr. La zona de borde del filón aplopegmatítico está representada por las asociaciones: Cz-Plag-FK-Zr o Cz-Plag-Ap.

En los sectores ricos en cuarzo y plagioclasa son frecuentes las texturas cataclásticas con granos poligonales de cuarzo y, en otros casos, como granos mayores de cuarzo con contactos intergranulares cataclásticos re-

cristalizados. Estas texturas de cuarzo poligonal en mosaico también están presentes en las muestras de La Cumbre; son también frecuentes las venillas de cuarzo que atraviesan a las asociaciones de skarn.

La clinozoisita posee evidencias texturales de dos orígenes diferentes:

1. Como fase de reemplazo mayormente de plagioclasa, también en mucho menor grado de epidoto y de anfíbol.

2. Como cristales idiomorfos que rematan en caras cristalinas hacia espacios rellenos por cuarzo tardío. En otros ejemplos, este tipo textural de clinozoisita ocupa contactos intergranulares de granos de cuarzo.

En muchos casos se observan relictos de plagioclasa muy caolinizada reemplazada por clinozoisita; en el caso de la clinozoisita idiomorfa, no existen evidencias texturales de reemplazo de otras fases minerales.

Otras características petrológicas distintivas en las muestras de Los Arroyos son: la presencia de allanita en cristales idiomorfos con bordes zonados de epidoto, a veces transformado parcialmente en clinozoisita; escapolita formada a partir de plagioclasa; epidoto que reemplaza al microclino; abundante circón en prismas largos, algunos fracturados, desmembrados, incluidos en plagioclasa parcialmente alterada a calcita, también incluidos en escapolita y en anfíbol.

La Cumbre

Al este de la ciudad de La Cumbre, y al norte del camino que une La Cumbre con Ascochinga y Jesús María, en la Sierra Chica de Córdoba, entre las latitudes de la estancia El Rosario y Cruz Grande se han desarrollado skarns portadores de clinozoisita rosada (Saieg 1994).

Saieg (1994) describe a las rocas del basamento metasedimentario vinculadas a la presencia de skarns como mármoles calcodolomíticos, forsteríticos, a veces serpentinizados, y anfíbolitas asociadas, yacientes en posición vertical. Estas guardan relaciones discordantes con tonalitas subyacentes (Fm. La Cumbre); también describe la presencia de xenolitos de skarn incluidos en la tonalita. Los skarns no parecen guardar vínculo genético con la presencia de granodioritas, trondjhemitas ni granito rosado que también se presentan en contacto con los mármoles y anfíbolitas.

Existen dos lineamientos de skarns de rumbo NNW-SSE, uno a lo largo del río Tiu Mayu y otro entre el arroyo Cruz Grande (por el norte) y el desvío a Candonga (por el sur). Los afloramientos varían de escalas centimétricas a varios metros. Presentan estructuras con bandeamiento simétrico, de 2 a 20 cm de espesor. Saieg (1994) describe zonas centrales con predominio de cuarzo y plagioclasa, que hacia los bordes gradan a una zona de epidoto rosado fuerte (clinozoisita), luego

una zona de epidoto verde y más externamente una zona de grossularia. Destaca además la presencia de hornblenda y allanita pero sin ubicación zonal.

Las determinaciones microscópicas permiten delimitar una zona de endoskarn con la asociación: Clz-Cz-(±Zr). Texturalmente, la relación clinozoisita-cuarzo sugiere un total reemplazo de la plagioclasa por clinozoisita, aunque no se observaron relictos de plagioclasa. Esta interpretación plantea el mismo interrogante que en el caso de Los Arroyos, sobre dos orígenes en la formación de clinozoisita. La clinozoisita se presenta en asociaciones paralelas de cristales idiomorfos, fracturados y soldados por cuarzo; son frecuentes las zonaciones. Algunos granos de clinozoisita muestran marcada turbidez, producto de alteración posiblemente argílica.

La Argentina

En los alrededores de la mina La Argentina (Pb-Ag-Zn) (Sureda 1978), departamento Minas, provincia de Córdoba, en el camino que conduce a San Felipe, aproximadamente a 1 km del poblado de La Argentina, se han encontrado nódulos, lentes y filoncillos de cuarzo y silicatos cálcicos, en los que merece la atención la presencia de clinozoisita rosada, prehnita y pumpellyita.

El basamento cristalino se halla representado en ese sector por esquistos muy plegados de arrumbamiento NNO y buzamiento 55° SO. Estas rocas metamórficas se encuentran frecuentemente intruidas discordantemente por filones pegmatíticos de rumbo meridional y buzamiento al oeste con potencias que varían entre 1 y 2 metros. Son de composición granítica observándose como accesorios abundante chorlo y apatita verde.

Los esquistos se hallan representados por la paragénesis: cuarzo + andesina (An₃₂₋₃₃) + biotita (Mg/Mg+Fe²⁺ = 0,47) + microclino + muscovita, con circón, apatita y rutilo accesorios. Venas leucocráticas de mayor granulometría y de hasta 1 cm de espesor alternan concordantemente con la esquistosidad; están compuestas esencialmente por cuarzo + oligoclasa (An₁₈₋₁₉) + biotita + granate + muscovita. La plagioclasa se halla frecuentemente sericitizada y muscovitizada; también existe muscovita primaria en paquetes subhedrales mayores. El granate es escaso y se ha desarrollado únicamente en el contacto con las venillas leucocráticas asociado a concentraciones de biotita de mayor granulometría. Este granate es almandino-spessartínico, cuya composición promedio es: Alm_{62,4}, Spe_{22,8}, Pir_{8,7}, Gro_{3,6}, And_{0,5}.

La concentración de minerales aluminosos (muscovita), ricos en Fe y Mn y pobres en Ca (almandino), y de plagioclasas más sódicas que las del esquisto, sugieren que el origen de estas venillas es pegmatítico y localmente concordante. Su presencia no guarda relación con la génesis de los skarns nodulares.

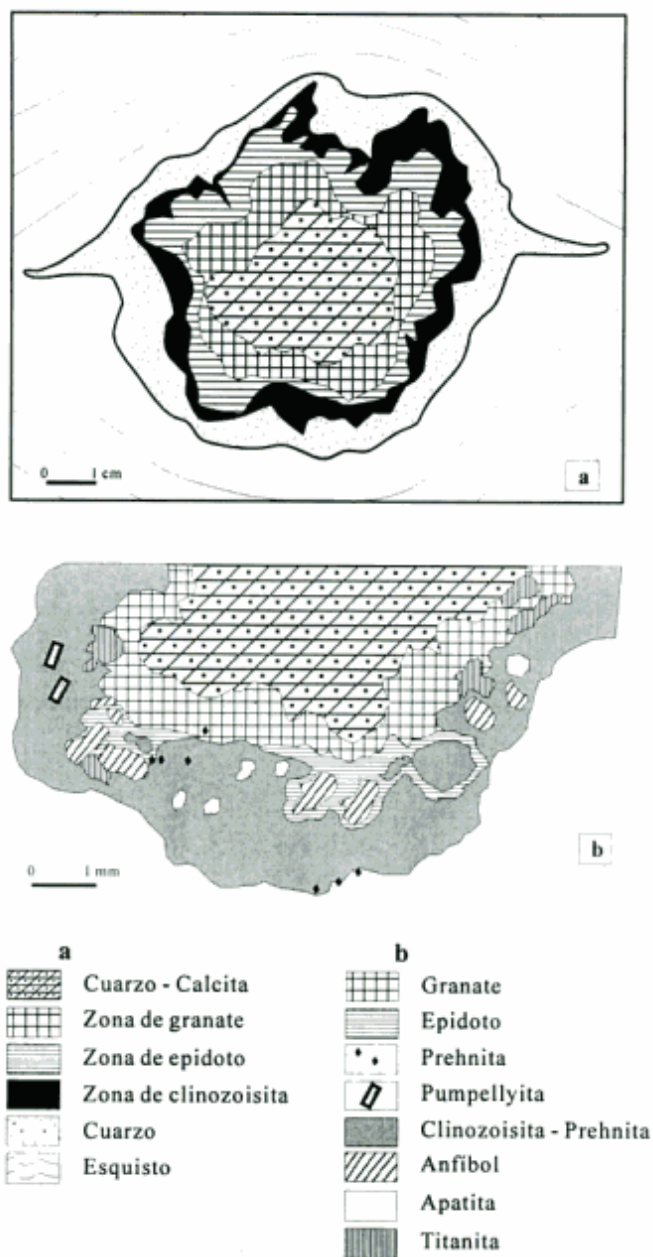


Figura 5: Skarn de reacción, La Argentina, departamento Minas. **a,** Esquema de un nódulo. **b,** Esquema de un corte delgado de un sector del mismo nódulo. Se indica el mineral representativo de cada zona.

Los esquistos biotíticos y cuarzo-feldespáticos son portadores de nódulos y lentes de cuarzo y silicatos cálcicos cuyas dimensiones oscilan entre 5 y 15 cm en su máxima elongación. Estos nódulos representan skarns de reacción entre capas carbonáticas y el encajonante areno-pelítico originarios, y están organizados en cuatro zonas (núcleo de cuarzo-calcita, zona de granate, zona de epidoto y zona de clinozoisita), representados por asociaciones distintivas (Fig. 5).

1. Zona central o núcleo: Cz + Cc

La paragénesis Cz + Cc del núcleo se presenta en agregados fibrosos o columnares, posiblemente pseudomorfos de wollastonita (M. Demange 1991, comunicación personal), sugiriendo ser el resultado de la desestabilización de wollastonita ($Wo \rightarrow Cz + Cc$); otras veces aparecen ambas fases agregadas en mosaico de granos pequeños o en granoblastos mayores aislados. Algunos nódulos son portadores de abundantes fases opacas eu-hedrales, no identificadas, alojadas en el núcleo; éstos, a veces, carecen localmente de la zona 2 (granate) y la zona del epidoto, bien desarrollada, contacta con el núcleo. La misma asociación, Cz + Cc, tiende a ocurrir en el resto de las zonas, pero representando fases tardías intersticiales entre el resto de los silicatos.

2. Zona de granate: Gte - Ep - (\pm Anf) - (\pm Tt) - (\pm Cz) - (\pm Prh)

Análisis modales de dos nódulos indican los siguientes rangos porcentuales: Gte= 77,2-92; Ep= 5,8-19,1; Anf= 0-0,9; Tt= 0,5-3,6; Cz-Prh-etc.= 0-0,9. Los microanálisis señalan composiciones de la serie grossularia-andradita-almandino. No pudieron relacionarse las variaciones composicionales con posibles zonaciones dentro de la zona del granate. Entre la zona del granate y la zona del epidoto o de la clinozoisita son frecuentes grandes cristales de titanita; en esta zona también se ha desarrollado Mg-hornblenda a veces reemplazada por actinolita. El granate se desestabiliza en epidoto hacia el contacto con la zona de clinozoisita; se plantea aquí el problema de la individualización de una posible zona de epidoto primario.

3. Zona de epidoto: Ep-Anf-(\pm Gte)-(\pm Tt)-(\pm Clz)-(\pm Prh)

La zona del epidoto (pistacita), originada ya sea por desestabilización del granate o de origen primario, es invadida y reemplazada por clinozoisita + prehnita, que forman intercrecimientos fibrosos frecuentemente radiales.

4. Zona de clinozoisita: Clz-Prh-Hbl-Ep-Ap-Tt-(\pm Anf)-(\pm Cz)-(\pm Ppy)-(\pm Src)

Sobre los mismos nódulos se efectuaron recuentos modales que dieron los siguientes resultados: Clz-Prh= 78-81,4; Anfíboles (Hbl + Anf. Serie Tr-Ferroactinolita)= 5,9-12,1; Ep= 4,6-6,7; Ap= 3,1-4,4; Cz-Src-etc.= 0,1-0,2. La clinozoisita se presenta casi pura en el contacto con epidoto; en los bordes externos de su zona suele reemplazar a la plagioclasa del esquisto.

Prehnita ($Ca_2 Al_2 Si_3 O_{10}(OH)_2$) y pumpellyita ($Ca_2 MgAl_2(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2 H_2O$), aparecen en la zona de

Tabla 1. Composición química de clinzoisitas y epidotos de las cuatro localidades estudiadas. Datos de microanálisis con sonda de electrones.

	SAN ANTONIO							LOS ARROYOS							LA CUMBRE						
	Clz 2	Clz 5	Clz 6	Clz 7	Clz 8a	Clz 8b	Clz 8c	Clz 8d	Clz 2a	Clz 2b	Clz 3	Clz 4	Clz 1	Clz 3a	Clz 3b	Clz 3c	Clz 3d	Clz 3d			
SiO ₂	39.94	39.17	39.47	38.85	40.04	39.51	40.29	40.53	40.22	40.23	40.13	40.59	39.64	40.78	39.79	40.52	40.90	40.52			
TiO ₂	0.04	0.08	0.05	0.00	0.13	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.04	0.07	0.30	0.27	0.00	0.18	0.08			
AlO ₃	32.46	32.49	32.70	32.49	32.75	32.11	32.70	32.68	32.08	31.79	32.29	31.80	30.56	30.45	29.82	30.66	30.88	31.52			
Fe ₂ O ₃ (t)	0.58	0.94	0.92	0.96	0.91	1.18	0.78	0.99	1.34	1.26	0.91	1.66	2.43	2.46	2.89	2.06	1.66	1.83			
MnO	0.00	0.02	0.05	0.08	0.00	0.00	0.05	0.00	0.10	0.03	0.12	0.17	0.31	0.66	0.32	0.20	0.31	0.43			
MgO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.20	0.16	0.03	0.06	0.08			
CaO	25.86	26.09	24.93	27.29	24.84	25.13	24.81	24.99	24.54	24.86	24.54	24.15	25.14	24.14	24.55	24.71	24.36	23.98			
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.			
TOTAL	98.94	98.79	98.12	99.67	98.62	98.07	98.65	99.22	98.28	98.21	97.96	98.41	98.21	98.99	97.80	98.18	98.35	98.44			
Número de iones sobre la base de 12,5 (O)																					
Si	3.011	2.968	2.997	2.933	3.020	3.006	3.035	3.037	3.046	3.051	3.045	3.068	3.031	3.083	3.055	3.083	3.098	3.067			
AlIV				0.032		0.067			0.000	0.002	0.000	0.002	0.004	0.017	0.016	0.000	0.010	0.005			
Ti	0.002	0.005	0.003	0.000	0.000	0.007	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.004	0.017	0.016	0.000	0.010	0.005			
AlVI	2.885	2.871	2.927	2.825	2.912	2.881	2.904	2.887	2.864	2.842	2.881	2.834	2.755	2.714	2.699	2.750	2.758	2.813			
Fe3+	0.033	0.053	0.053	0.054	0.052	0.068	0.044	0.056	0.076	0.072	0.052	0.094	0.140	0.167	0.167	0.118	0.095	0.104			
Total	2.920	2.929	2.983	2.879	2.964	2.956	2.948	2.945	2.940	2.916	2.933	2.930	2.889	2.871	2.882	2.868	2.863	2.922			
Mn	0.000	0.001	0.003	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000	0.008	0.011	0.020	0.042	0.021	0.013	0.020	0.028			
Mg	0.007	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.007	0.023	0.018	0.003	0.007	0.009			
Ca	2.089	2.119	2.028	2.208	2.008	2.049	2.002	2.007	1.991	2.020	1.995	1.956	2.069	1.955	2.020	2.015	1.977	1.945			
Total	2.096	2.120	2.031	2.213	2.014	2.050	2.007	2.007	1.997	2.022	2.010	1.967	2.087	2.020	2.059	2.031	2.004	1.982			
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Al ₂ Fe mol%	3.590	5.543	5.400	5.700	5.400	7.160	4.640	5.930	8.080	7.870	5.570	10.120	15.640	16.390	19.280	13.590	11.130	11.340			
n.d. = debajo del límite de detección instrumental																					
Fe ₂ O ₃ (t): hierro total expresado como Fe ₂ O ₃ .																					
LA ARGENTINA																					
CLINZOISITA							EPIDOTO ROSADO							EPIDOTO							
Clz 489	Clz 488	Clz 497	Clz 265	Clz 339	Clz 355	Clz 355	Ep357	Ep367	Ep493	Ep353	Ep340	Ep356	Ep371	Ep372	Ep368						
39.58	39.66	39.60	40.20	40.37	39.61	38.60	39.12	38.60	37.35	37.98	37.73	38.02	38.53	37.82	37.77						
0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40						
32.95	32.97	33.38	34.82	34.17	32.61	27.30	29.28	27.30	21.74	24.51	23.83	23.57	25.37	23.36	23.25						
0.84	0.82	0.34	0.46	0.76	2.20	9.54	5.77	9.54	15.29	12.89	13.66	14.13	11.85	14.30	13.61						
0.74	0.65	0.98	0.15	0.30	0.20	0.06	0.41	0.06	0.42	0.86	0.26	0.17	0.23	0.47	0.45						
0.11	0.24	0.19	0.03	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.03	0.10	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03						
23.85	24.45	23.57	23.78	23.49	24.28	23.72	23.96	23.72	22.61	22.61	22.84	23.21	22.91	22.66	22.73						
0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00						
0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.32						
98.09	98.81	98.11	99.46	99.13	98.96	99.27	98.63	99.27	97.71	98.98	98.35	99.10	98.93	98.64	98.56						
Número de iones sobre la base de 12,5 (O)																					
Si	3.003	2.992	2.999	2.988	3.014	2.989	3.006	2.983	3.004	2.986	2.989	2.995	3.008	2.996	3.000						
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.024						
Al	2.948	2.932	2.981	3.051	3.007	2.901	2.857	2.852	2.062	2.272	2.226	2.189	2.335	2.177	2.177						
Fe3+	0.048	0.046	0.020	0.026	0.043	0.125	0.555	0.334	0.926	0.763	0.815	0.837	0.696	0.852	0.813						
Total	2.996	2.979	3.001	3.077	3.050	3.026	3.042	2.986	3.001	3.035	3.041	3.026	3.031	3.033	3.014						
Mn	0.048	0.042	0.063	0.009	0.019	0.013	0.004	0.004	0.029	0.057	0.017	0.011	0.015	0.032	0.030						
Mg	0.012	0.027	0.021	0.003	0.000	0.006	0.000	0.010	0.004	0.012	0.004	0.000	0.002	0.004	0.004						
Ca	1.939	1.977	1.913	1.894	1.879	1.963	1.964	1.973	1.949	1.969	1.939	1.923	1.917	1.923	1.934						
Total	1.999	2.046	1.997	1.906	1.898	1.982	1.970	2.010	1.982	1.974	1.960	1.970	1.934	1.959	1.968						
Na	0.001	0.000	0.006	0.003	0.000	0.000	0.007	0.000	0.008	0.003	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000						
Al ₂ Fe mol%	5.000	5.100	2.000	2.770	3.800	12.620															
n.d. = debajo del límite de detección instrumental																					
Fe ₂ O ₃ (t): hierro total expresado como Fe ₂ O ₃ .																					

la clinozoisita con distribución irregular, conformando la asociación Prh-Ppy-Cz-Clz-Ep. La prehnita se presenta mayoritariamente intercrecida con clinozoisita y también forma típicos cristales de contornos romboidales y otros con su característica textura de reloj de arena; en algunos casos se presenta en granos irregulares en el contacto con la zona del granate, siempre bordeando agregados de granos de cuarzo. La pumpellyita se encuentra en agregados subparalelos de fibras algo onduladas, siempre asociadas a prehnita y cuarzo, y puede aparecer localmente reemplazada por epidoto.

El granate asociado a clinozoisita es rico en grossularia-andradita, con composiciones promedio en los rangos Gro_{47,4-52,8} And_{38,2-44,4} Alm_{4,3-4,7} Spe_{3,4-3,6} Pir_{0,5-0,6}. La composición de la prehnita (1 análisis) es (Ca_{1,95}Mg_{0,03}Mn_{0,005}Ti_{0,013})(Al_{1,965}Fe³⁺_{0,06})Si₃O₁₀(OH)₂. Un análisis de pumpellyita indica que se trata de pumpellyita-Mg cuya fórmula es (Ca_{1,95}Mn_{0,02})(Mg_{0,47}Fe_{0,1}Al_{0,45})Al₂(SiO₄)(Si₂O₇)(OH)₂.H₂O. Los anfíboles son cálcicos (Leake 1978), clasificándose como Mg-hornblenda (Ti= 0,04; (Na+K)_A= 0,3; Si= 6,86; Mg/Fe²⁺ + Mg= 0,82) y actinolita ((Na+K)_A= 0,05; Si= 7,82; Mg/Fe²⁺ + Mg= 0,76).

La presencia de fases hidratadas plantea el interrogante sobre su origen en el skarn de reacción, si fueron minerales hidratados primarios o se generaron por hidratación posterior (retrograda) a partir de reacciones de base anhidra (M. Demange, comunicación personal).

El borde del nódulo está constituido por cuarzo manifiestamente tardío y extraño al sistema de zonas, posiblemente vinculado a las venillas aplopegmatíticas.

Propiedades físicas y ópticas

El hábito de la clinozoisita rosada es variable desde granos irregulares hasta cristales idiomorfos, éstos son generalmente prismáticos, a veces con nítidas formas terminales; también se presenta en individuos muy finos e irregulares con disposición en abanico, intercrecido con prehnita (La Argentina). Son frecuentes las maclas tanto laminares como de dos individuos; el plano de macla es {100} y el clivaje {001} muy bueno.

La coloración rosada, característica de la clinozoisita estudiada, es una propiedad que resalta macroscópicamente. En cortes delgados generalmente presenta pleocroísmo, en algunos casos apenas perceptible, de incoloro a débilmente coloreado, hasta fuerte con: α rosa, β rosa pálido, y amarillento. Se ha encontrado relación entre la intensidad del pleocroísmo y el contenido de MnO. El pleocroísmo más acentuado se ha observado en las muestras de San Carlos Minas, siguiendo en orden decreciente, La Cumbre, Los Arroyos y San Antonio, lo que concuerda con el mismo orden en los promedios del contenido de MnO (Tabla 1). Sobre la influencia del MnO en el color se ha referido Abrecht (1981), dando distintos ejemplos de zoisitas/clinozoisitas rosadas, denominándolas thulitas sean rómbicas o

monoclínicas. Este autor llega a la conclusión que el bajo contenido de MnO, entre valores de 0,05 y 0,9 %, es la causa del color rosado, aunque menciona un caso con mayor porcentaje; también asume, en base a la linealidad de la relación de sustitución de Ca²⁺ por Mn en los sitios VII u VIII, que el estado de oxidación del Mn responsable de la coloración es el divalente. Hace referencia, además, a la influencia del contenido de Fe³⁺, expresando que solamente cuando es bajo se da esta coloración. Esta última observación de Abrecht (1981), ha podido constatarse cuantitativamente en este trabajo, con la medida de la relación AlVI/Fe³⁺ (Total) (Fig. 6), en la cual surge que los tonos rosados aparecen coloreando a miembros de la serie sólo cuando los contenidos de Fe³⁺ (Total) son inferiores a ~ 0,7 a.p.f.u. (AlVI/Fe³⁺ ≤ 3,4).

La dispersión es fuerte ($r < v$) dando origen a colores anómalos de birrefringencia, de marrón a azul intenso con característica distribución en parches o, a veces, en zonas concéntricas o franjas paralelas. Se han medido los índices de refracción en la clinozoisita de San Antonio con los siguientes resultados: $\alpha = 1,695(2)$; $\beta = 1,702(2)$; $\gamma = 1,720(2)$.

La Fig. 7 ilustra algunas características texturales y propiedades físicas y ópticas de clinozoisitas rosadas de las localidades de Los Arroyos y San Antonio.

Determinaciones roentgenográficas

En las Tablas 2 y 3 se dan los valores de los espaciados reticulares de clinozoisitas de las distintas localidades estudiadas y de prehnita de La Argentina. Datos obtenidos con radiación CuK α , filtro Ni, por medio de difractor y cámara Gandolfi, 114,59 mm de diámetro.

Quimismo de minerales de la serie clinozoisita-epidoto

Los resultados microanalíticos se presentan en la Tabla 1. Estos análisis fueron efectuados con microsonda de electrones por dispersión de longitudes de onda, una parte de ellos en la Escuela de Minas de Paris, Fontainebleau, Francia, y otra en el Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Indiana, Bloomington, Indiana, E.E.U.U. El cálculo de la fórmula estructural fue hecho sobre la base anhidra de 12,5 oxígenos. En algunas muestras de La Argentina (Dpto. Minas) se analizaron, además de los elementos constitutivos principales, Cr³⁺, álcalis (Na y K) y Cl; los contenidos de estos elementos son despreciables.

El número de átomos de Si por fórmula unidad (a.p.f.u.) varía entre 2,93 y 3,10, próximo al valor ideal

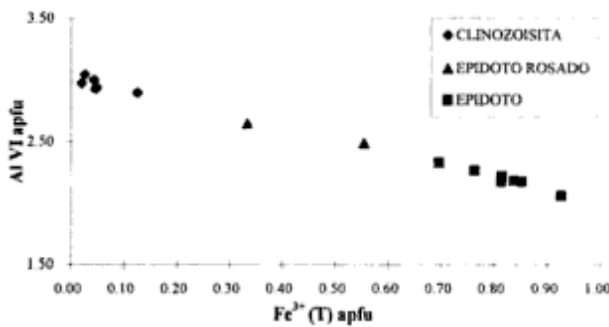


Figura 6: Variación de la relación AlVI/Fe³⁺ (átomos por fórmula unidad) en miembros del grupo del epidoto de muestras de La Argentina. Epidoto común es reemplazado por epidoto rosado que pasa transicionalmente a clinozoisita como una manifestación textural de la serie isomorfa epidoto-clinozoisita. La coloración rosada comienza a aparecer en los miembros de la serie cuya relación AlVI/Fe³⁺ es inferior a 3,4, equivalente a contenidos de Fe³⁺ (Total) inferiores a ~ 0,7 a.p.f.u.

de 3. Los sitios tetraédricos del Si están completos en casi todos los análisis, a excepción de dos análisis de clinozoisitas de San Antonio (C15 (1) y C17 (1)), donde existe AlIV; en estas muestras deficitarias en Si se observa un aumento del contenido de Ca.

Con respecto a la relación Fe³⁺/Fe²⁺, los datos de microsonda fueron expresados como Fe³⁺, que es el estado de oxidación dominante medido en los miembros del grupo del epidoto (Deer *et al.* 1986), evitándose el cálculo distributivo; para la mayor parte de los análisis, la expresión del Fe³⁺ como Fe³⁺, mejora la saturación de los sitios octaédricos M1 y M3.

Los contenidos de TiO₂ concuerdan con los de la bibliografía (Deer *et al.* 1986), en general inferiores a 0,1 % en peso, alcanzando sus mayores concentraciones (0,2 hasta 0,3 %), en las zonas de borde de un cristal idiomorfo de muestras de La Cumbre (C13).

En general, los cristales de las zonas estudiadas presentan intrincadas zonaciones observables por microscopía de refracción evidenciadas por la variación extrema de la birrefringencia. Uno de ellos (C13, La Cumbre) muestra a lo largo del eje b notables zonaciones composicionales (Fig. 8). Esta se manifiesta por el aumento del Fe³⁺ (Total) hacia los bordes del cristal en reemplazo del AlVI (M2); la relación Fe³⁺+Ti/Al aumenta hacia los bordes del cristal. En el mismo cristal el Ca de los sitios A muestra relaciones de reemplazo por Mn y Mg; los contenidos de Mg son más altos en la periferia del cristal zonado. Se conocen ejemplos de reemplazo de Mn²⁺ por Ca²⁺ en relación lineal (Abrecht 1981). En el resto de las muestras no se pudieron constatar reemplazos de los elementos divalentes, aunque los datos bibliográficos indican que éstos no son significativos (Deer *et al.* 1986).

Con los datos analíticos obtenidos, careciendo de la medida de la relación Fe³⁺/Fe²⁺ y considerando los contenidos variables de Mn, no pudo establecerse una relación entre la composición química y el color rosado

del mineral. En general, las clinozoisitas estudiadas presentan contenidos de Fe₂O_{3(Total)} notablemente inferiores a otras clinozoisitas rosadas (y no rosadas) de la bibliografía (Deer *et al.* 1986; Bianchi Potenza *et al.* 1986). Sin embargo, sí puede comprobarse una relación de incremento de la intensidad del pleocroísmo con el aumento proporcional del contenido de Mn.

Los valores promediados de las cuatro localidades estudiadas, permiten distinguir que las clinozoisitas de La Cumbre son las que poseen las mayores concentraciones de Fe y Ti y los menores porcentajes en peso de Al, mientras que para los demás elementos no se pudieron establecer diferencias significativas.

En las muestras de La Argentina, los miembros del grupo del epidoto están representados por epidoto rosado en íntima asociación con epidoto verde y clinozoisita, en relaciones texturales de reemplazo (epidoto verde común, pistacita, reemplazado por epidoto rosado en transición a clinozoisita). En esta asociación la relación AlVI/Fe³⁺ (Total) (Fig. 6) disminuye desde clinozoisita hacia epidoto, a través de composiciones intermedias transicionales representadas por los epidotos rosados, evidenciando la sustitución de Al por Fe³⁺ (Total) en los sitios octaédricos, tal como fuera observado en las zonas periféricas de un cristal de La Cumbre. Las evidencias texturales en concordancia con los datos químicos ponen de manifiesto la existencia de la serie isomorfa epidoto-clinozoisita.

Conclusiones

La clinozoisita rosada, que aparece escasamente mencionada en la bibliografía internacional, es relativamente común en las Sierras Pampeanas Orientales de la provincia de Córdoba.

Las paragénesis en las que fue identificada pertenecen a skarns cuyos orígenes responden a reacciones metasomáticas-hidrotermales entre mármoles precámbricos e intrusivos graníticos devónico-carbónicos o pre-devónicos, o bien a skarns de reacción originados entre niveles carbonáticos y arenopelíticos de las metasedimentitas regionales precámbricas.

La clinozoisita rosada se forma típicamente en la zona de endoskarn en aquellos originados como productos de reacción entre rocas carbonáticas e intrusivos aplopegmatíticos; en los skarns de reacción nodulares, la clinozoisita ocupa la periferia de los nódulos en contacto con cuarzo o con el esquisto hospedante. Las evidencias texturales manifiestan la existencia de dos tipos de clinozoisita rosada, la más común deriva de reacciones de reemplazo de fases portadoras de Ca de origen más temprano en la zona de endoskarn, principalmente de plagioclasa y en menor grado de anfíbol, piroxeno, granate, epidoto y escapolita; la clinozoisita rosada menos común forma individuos idiomorfos que

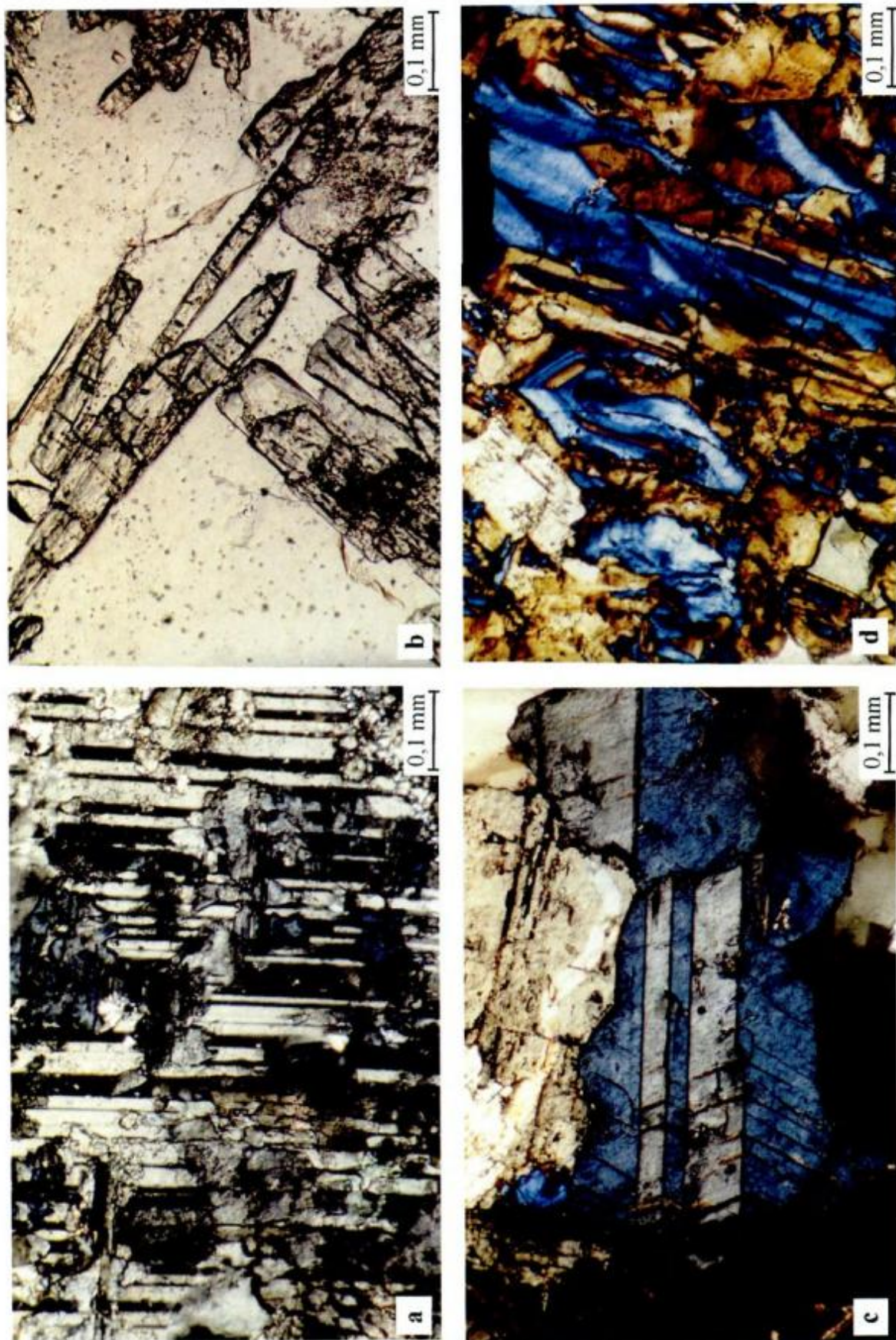


Figura 7: Fotomicrografías de secciones delgadas de muestras de Los Arroyos (a y b) y San Antonio (c y d). a) Agregados anhedrales de clinzoisita como fase de reemplazo de plagioclasa (polarizadores cruzados). b) Cristales prismáticos de clinzoisita incluidos en cuarzo (polarizadores paralelos). c) Macclas laminares (100) y clivaje (001) en clinzoisita asociada a cuarzo y plagioclasa. d) Clinzoisita con colores anómalos de birrefringencia, como resultado de la fuerte dispersión (r-cv), con distribución zonada y en parches.

Tabla 2: Espaciados reticulares de clinzoisitas de las tres zonas de estudio, comparadas con una de Vernirovice, Checoslovaquia (ficha N° 21-128, JCPD, 1974).

JCPDS		San Antonio		Los Arroyos		La Argentina	
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀
8,010	40			8,125	18	8,010	30
5,030	50	5,052	40	5,029	33	5,040	60
4,770	30					4,970	70
4,580	20						
4,000	40			4,052	32	3,990	70
3,980	40			4,008	20		
3,750	30			3,767	9	3,755	20
				3,678	8		
				3,613	8		
3,470	50	3,477	30	3,482	11	3,480	70
3,400	30	3,371	30	3,399	16	3,370	40
3,190	30	3,199	30	3,200	26	3,180	50
				3,087	20		
3,050	20			3,056	8	3,030	30
2,920	40			2,917	11	2,910	100
2,890	100	2,884	100	2,893	49	2,878	100
				2,868	42		
2,790	80	2,799	80	2,800	15	2,787	30
2,780	30			2,778	22	2,784	80
				2,725	27		
2,680	60			2,699	78		
2,670	60	2,671	80	2,676	24	2,660	90
2,640	50			2,644	8		
2,590	70	2,587	50	2,592	26	2,584	80
2,530	30	2,527	50	2,528	24	2,514	40
2,510	20			2,506	7		
2,440	50			2,457	11	2,443	30
2,400	60	2,389	80	2,400	23		
2,390	50					2,386	90
2,360	30			2,328	13		
2,290	60	2,295	70	2,286	13	2,284	70
				2,258	8		
				2,234	6		
2,160	40	2,175	40	2,159	20	2,155	60
2,150	30			2,129	8		
2,100	60	2,110	40	2,104	21	2,102	70
2,090	60						
2,060	50			2,064	34	2,057	50
2,040	30			2,040	4		
2,010	30			2,026	37		
2,000	30			2,004	30	2,003	30
				1,984	20		
1,949	20			1,949	8	1,942	10
				1,903	4	1,912	10
1,873	30			1,877	14		
1,866	50	1,859	70	1,868	22	1,864	80
				1,850	15		
1,766	20	1,774	20	1,769	6	1,766	10
1,749	10						
1,740	20			1,742	4	1,738	10
1,716	20			1,710	6	1,697	40
1,701	40			1,688	16	1,680	40
1,683	30			1,673	15		
1,669	20					1,665	30
1,629	60			1,634	39	1,631	90
1,618	50			1,621	35	1,616	70
1,606	20			1,598	22		
1,584	50			1,587	19	1,581	70
1,570	50			1,574	4	1,569	70
1,535	30					1,539	50
1,522	30					1,522	30

Tabla 3: Espaciados reticulares de prehnita de La Argentina, departamento Minas, comparada con una proveniente de British Columbia, Canadá (ficha N° 7-333, JCPDS, 1974).

JCPDS		LA ARGENTINA	
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀
5,280	10	5,300	40
4,600	20	4,650	50
4,150	10		
3,530	10		
3,480	90	3,500	90
3,280	60	3,280	70
3,080	100	2,990	100
		2,880*	50
2,810	30	2,810	50
2,620	5		
2,550	100	2,500	100
2,370	40		
2,310	40	2,342	60
2,180	5		
2,130	10	2,154	30
2,070	20	2,069	40
1,930	30	1,930	50
1,840	20	1,850	40
1,770	70	1,771	80
1,690	5	1,706	5
1,660	20	1,664	20
1,640	20	1,541	5
1,539	40	1,540	30
1,463	10	1,476	5
		* Clinzoisita	

sugieren cristalización directa a partir de una fase fluida como un *continuum* del proceso de reemplazo en zonas con espacios libres.

Los cristales de todas las áreas estudiadas presentan intrincadas zonaciones evidenciadas por microscopía de refracción como variaciones extremas de la birrefringencia. Un cristal de La Cumbre muestra a lo largo del eje b notables zonaciones composicionales indicadas por el aumento del Fe³⁺_(Total) y de la relación Fe³⁺_(Total) + Ti/Al hacia los bordes del cristal; en el mismo cristal, el Ca muestra relaciones de reemplazo por Mn y Mg; los contenidos de Mg son más altos en la periferia del cristal zonado.

La falta de determinados valores analíticos (relación Fe³⁺/Fe²⁺) y la variabilidad del contenido de Mn no permitieron investigar si existe alguna relación única e inequívoca entre el quimismo y el color rosado del mineral. En general, las clinzoisitas estudiadas presentan contenidos de Fe₂O₃_(Total) notablemente inferiores a otras clinzoisitas (rosadas y no rosadas). La relación lineal entre Al y Fe³⁺_(Total) obtenida para miembros del grupo en los skarns nodulares de La Argentina, confirman la sustitución del Al por Fe³⁺ en los sitios octaédricos; en base a ella se han podido establecer valores máximos aceptables de Fe³⁺_(Total) para la preservación del color rosado (~ 0,7 a.p.f.u. o, AlVI/Fe³⁺_(Total) ≤ 3,4), en sustento de la información proporcionada por Abrecht (1981), quien sostiene que la coloración rosada sólo se da cuando el contenido de Fe³⁺ es bajo. También ha podido comprobarse una relación de incremento de la in-

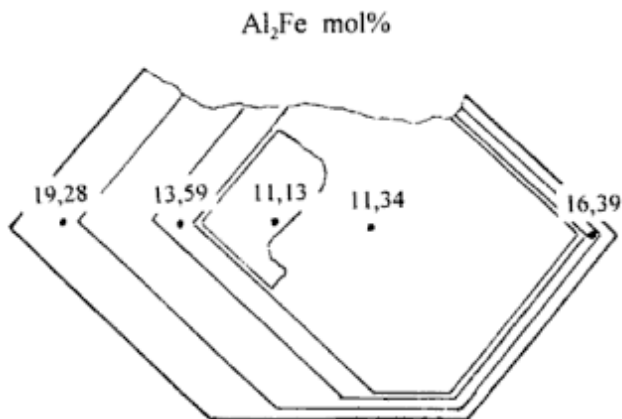


Figura 8: Esquema de un cristal de clinzoisita (La Cumbre) elongado según el eje b, de 0,5 mm de longitud, donde la zonación se ha expresado en "mol % de Al₂Fe", calculado como $100 [Fe_{tot} / (2 + Al_{tot} + Fe_{tot})]$ (Franz y Selverstone 1992; Franz y Smelik 1995).

tensidad del pleocroísmo con el aumento proporcional del contenido de Mn.

Algunas de las propiedades físicas de estas clinzoisitas, fundamentalmente su bella coloración rosada y su dureza (6 1/2), a las que se suma su relativa abundancia, sugieren su potencial utilización como material gemológico (J. Cassedanne, comunicación personal).

Agradecimientos

Expresamos nuestro reconocimiento a quienes colaboraron en la realización de este trabajo, ellos son: Aldo A. Skrobak quien en 1987 nos alcanzara las primeras muestras de clinzoisita rosada de las canteras San Antonio y Los Arroyos, y con quien iniciáramos las primeras descripciones de campaña; Mario Valdez, con quien rastreando la presencia de helvita encontramos los afloramientos de Quebrada de los Contrabandistas; con Adriana Españón, Raúl Becchio y Roberto Martino muestreamos los alrededores de La Argentina, donde en 1977 ocurrió el hallazgo original. Michael J. Dorais (Dept. of Geological Sciences, Indiana University), colaboró en determinaciones de microanálisis con sonda electrónica. Michel Demange (Ecole des Mines de Paris) proporcionó un valioso aporte en las interpretaciones de los nódulos metasomáticos de La Argentina y en la realización de los microanálisis con microsonda electrónica correspondientes. Las determinaciones roentgenográficas se realizaron en la Comisión Nacional de Energía Atómica, en Buenos Aires, y en la Escuela de Geología de la Universidad de Salta. Fondos aportados por CONICET y CONICOR subsidiaron parcialmente la realización de este trabajo.

Agradecemos, además, las observaciones de M.B. Franchini, como árbitro de esta contribución.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abrecht, J., 1981. Pink zoisite from the Aar Massif, Switzerland. *Mineralogical Magazine*, 44: 45-49.
- Beder, R., 1922. Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrocarburos, Boletín 33b, 86 p. Buenos Aires.
- Bianchi Potenza, B., Crespi, R. y Liborio, E., 1986. Epidoti rosa (clinohulita) di Valtellina. *La Gemmologia*, Año XI, 1/2:11-13.
- Brodtkorb, M. K. de y Gay, H. D., 1994. Las Especies Minerales de la República Argentina. Anexo 1981-1994. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 110 p. La Plata.
- Deer, W. A., Howie, R. A., y Zussman, J., 1986. *Rock-Forming Minerals. Volume 1B (2nd Edition), Disilicates and Ring Silicates*, Longman Scientific and Technical, 629 p. Essex, England.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., 1998a. Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Córdoba (64° 39' O - 31° 30' S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 197-211.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., 1998b. El skarn Cañada del Puerto (31° 25' LS; 64° 54' LO), provincia de Córdoba: otro ejemplo de metasomatismo caracterizado por fluidos ricos en agua, hidrógeno y flúor. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 247-260.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., (en prensa). Los skarns de San Marcos Sierra y La Falda: descripción y comparación con otros skarns alojados en el basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Franz, G. y Selverstone, J., 1992. An empirical phase diagram for the clinzoisite-zoisite transformation in the system Ca₂Al₂Si₂O₁₂(OH)-Ca₂Al₂Fe²⁺Si₂O₁₂(OH). *American Mineralogist*, 77: 631-642.
- Franz, G. y Smelik, E. A., 1995. Zoisite - clinzoisite bearing pegmatites and their importance for decompressional melting in eclogites. *European Journal of Mineralogy*, 7: 1421-1436.
- Gómez, G. M. (1998). Geología de los stocks graníticos de La Playa y Serrezuela y de manifestaciones posmagmáticas asociadas, Sierras de Guasapampa y Serrezuela, provincia de Córdoba. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 196 p. (Inédita).
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. E., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, I: 577-650, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gordillo, C. E. y Rossi, J., 1968. La escapolita de la cantera El Pozo, Alta Gracia, Córdoba. *Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 1-11. Buenos Aires.
- Gordillo, C. E., 1965. Variaciones químico-mineralógicas en el contacto de una aplita con mármoles dolomíticos. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 44 (1): 53-60.
- JCPDS, 1974. Selected powder diffraction data for minerals. Data Book. Berry L. G. (Ed.). 1^a Edition, 33 p. Pennsylvania, U.S.A.
- Leake, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, 16: 501-520.

- Morimoto, N., 1988. Nomenclature on pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- Petrovskaya, N. V., 1986. Mineral paragenesis as a part of a broad system of mineral associations. En: Craig, J. R., Hagni, R. D., Kiesel, W., Lange, I. M., Petrovskaya, N. V., Shadlun, T. N., Udubasa, G. y Augustithis, S.S.: *Mineral Paragenesis*, pp. 13-27. Theophrastus Publications S. A., Athens.
- Rossi, J. N., 1967. Fenómenos de contacto en los mármoles de Alta Gracia, La Calera y Malagueño, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 64 p. (Inédita).
- Saieg, A. J. L., 1994. Cartografía de rocas metamórficas y plutónicas, entre las localidades de La Cumbre y Cruz Grande, departamentos Punilla y Colón. Trabajo Final, Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 131 p. (Inédito).
- Sureda, R. J., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la Provincia de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (4): 299-324.
- Vázquez, A. B., 1985. Mineralogía y petrología de rocas de skarn ubicadas al SE de Cumbres de Gaspar (Depto. Cruz del Eje, Pcia. de Córdoba). Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 56 p. (Inédito).

Recibido: 20 de abril, 1998

Aceptado: 14 de abril, 1999

Tafonización en las areniscas del Cerro Colorado (Sierra Norte, Provincia de Córdoba), con especial referencia a los aleros con pinturas rupestres

Silvana A. HERRERO

Cátedra de Química Analítica y Geoquímica. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *Cavernous weathering of the Cerro Colorado sandstones (Sierra Norte, Córdoba Province), with special reference to the caves with rock-paintings. Analysis of the weathering of stratified sandstones from Cerro Colorado, Córdoba Province (Argentina) shows that stratification surfaces and weathering appear to constitute the major control in the development of cliff-foot caves (tafonis) and associated landforms (honeycombs). Percolating waters activate the hydrolysis of feldspars, the dissolution of soluble materials and redox processes. The net effect of these processes is the precipitation of salts (gypsum, anhydrite, etc.) and rock exfoliation which in turn deteriorates ancient indigenous (600-1,000 yr. B.P.) rock-paintings on the tafoni walls.*

Introducción

Se estudiaron ciento trece aleros rocosos con arte rupestre con el propósito de establecer los procesos y mecanismos de alteración que les dieron origen. Los mismos están desarrollados en rocas sedimentarias aflorantes en la ladera oriental de la Sierra Norte cordobesa, en las inmediaciones de la localidad de Cerro Colorado. Ellos contienen uno de los testimonios arqueológicos más sobresalientes de la cultura prehispánica de la Provincia de Córdoba, donde las civilizaciones indígenas que habitaron el lugar dejaron plasmadas las actividades de su vida cotidiana. Se encuentran circunscritos en un área de 3.000 ha que comprende el Parque Arqueológico y Natural Cerro Colorado. Lamentablemente existen causas de índole natural que atentan contra la riqueza de este patrimonio. Lo notable de este paulatino deterioro, es que no se conocen con certeza los procesos que causan tales pérdidas.

Con el propósito de establecer las relaciones entre los procesos naturales y el deterioro del arte rupestre se analizaron las características litológicas, texturales y estructurales de la sucesión sedimentaria, por ser éstas las variables que condicionan la susceptibilidad a la meteorización de la arenisca. Estas variables son representativas y características de la roca afectada (Benito *et al.* 1993), las que en combinación con las condiciones climáticas determinan la intensidad y velocidad de la meteorización. Se analizaron además los patrones de la meteorización y los productos resultantes, lo que permitió entender los principales procesos de meteorización de las areniscas y la consecuente pérdida de las pictografías.

La información lograda podrá ser aplicada para la puesta en marcha de alguna práctica de conservación. Cabe destacar que la principal actividad económica de la zona es el turismo, ya que el Parque recibe anualmente una cantidad aproximada de 10.000 visitantes. Este trabajo se realizó en el marco de un proyecto presentado a la UNESCO, con la finalidad de que el mencionado sitio sea considerado por el Comité del Patrimonio del Mundo para la declaración de Patrimonio de la Humanidad.

Ubicación y características generales del área

La zona correspondiente al Parque Arqueológico y Natural Cerro Colorado, coincide aproximadamente con las coordenadas geográficas de 63° 54' de longitud Oeste y 30° 08' de latitud Sur (Fig. 1). Está ubicada en el faldeo oriental de la Sierra Norte cordobesa en las últimas estribaciones del norte del sistema de las Sierras Pampeanas de la Provincia de Córdoba, en la confluencia de los Departamentos Tulumba, Sobremonte y Río Seco. Se encuentra distante unos 160 km de la ciudad de Córdoba por Ruta Nacional N°9 "Juan Bautista Alberdi".

Los afloramientos de areniscas del Cerro Colorado constituyen un conjunto de cerros de aproximadamente 800 m.s.n.m. Están ubicados en un área enmarcada dentro del dominio semidesértico, próxima al dominio seco, que desde el punto de vista térmico se destaca por la carencia de una estacionalidad térmica invierno - verano. Posee una prolongada estación intermedia con

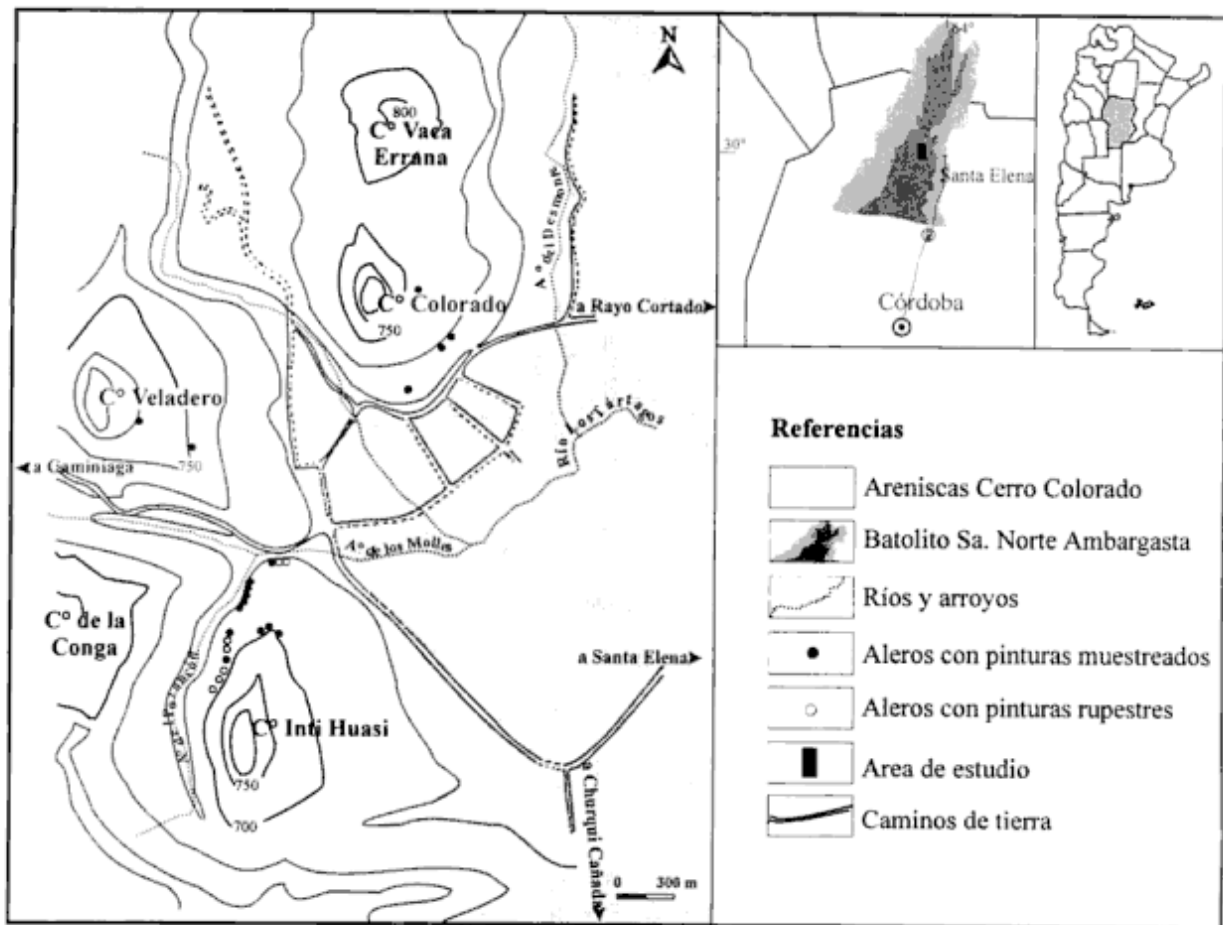


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio y puntos de muestreo.

temperaturas promedio de 10°C , con la particularidad de registrar algunas heladas con temperaturas de hasta -5°C en la estación estival (Capitanelli 1979). Una característica particular de esta región es la gran amplitud térmica experimentada durante el día. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre 600 y 700 mm, las que se distribuyen entre los meses de octubre a abril. El resto del año ofrece condiciones de sequía relativa, comenzando el déficit en el mes de abril, el que llega a 100 milímetros.

El tipo de vegetación dominante es el bosque xerófilo o bosque chaqueño de llanura, característico del piedemonte y que puede llegar a los 900 m.s.n.m. en las zonas más favorables (Argüello y Herrero 1993).

Características Geológicas

Geológicamente la zona se caracteriza por la presencia de afloramientos de areniscas de forma aproximadamente fusiforme, que yacen discordantemente sobre un zócalo granítico fracturado típico de este sector de las Sierras Pampeanas. Estos afloramientos cubren

una extensión aproximada de 12 km en sentido norte-sur, con un ancho promedio de 2 km. Han sido objeto de atención desde fines del siglo pasado por autores tales como Stelzner (1875), Brackebush (1891), Bodenbender (1905), Pastore (1938) y Bain Larrahona (1940). Los mismos serían remanentes de un área mayor desmembrada por la tectónica y la erosión, quedando como relictos limitados por un sistema de fracturas submeridianas, responsables de la actual fisonomía de las Sierras de Córdoba (Lucero Michaut 1981). Evidencias de este diastrofismo están presentes en la inclinación regular de los estratos, entre 5° y 15° al este-sudeste que pueden observarse en el sector sur de estos afloramientos.

Los bancos de areniscas presentan generalmente geometrías tabulares y estratificación planar, cruzada planar y cruzada en artesa. En los niveles inferiores se presentan intercalaciones de cuerpos conglomerádicos con geometrías lenticulares y tabulares. Estos afloramientos de areniscas están constituidos por una sucesión granocreciente de color gris blanquecino, rosado a rojo hematítico, que comienza con areniscas finas, haciéndose más gruesas hasta llegar a capas conglomerádicas en el techo. Los clastos alcanzan los 10 cm de diá-

metro (eje a), son subredondeados y están compuestos por metacuarcitas, monzogranito biotítico, areniscas y cuarzo.

Aparentemente las areniscas carecen de restos fósiles y no existen referencias relacionadas a algún hallazgo (Methol 1958). Debido a ello es que existe gran controversia respecto a la edad de estas sucesiones clásticas. Pastore (1938) en base a la presencia de rodados de cuarcitas destaca que podrían corresponder a niveles triásicos, mientras que García Castellanos (1943) homologa este conjunto a las "areniscas de Puesto San Francisco" asignándoles posible edad pérmica. Finalmente Lucero Michaut (1981), relaciona los rodados de ortocuarcitas presentes en la sección superior de esta secuencia, con las ortocuarcitas pertenecientes a la Formación Cerro Mesa - La Puerta, considerándolas dentro del intervalo Neopaleozoico y probablemente Permo-carbonífero.

Lira *et al.* (1997), en un estudio geoquímico y mineralógico realizado sobre los granitoides de la Sierra Norte, hacen mención de unos afloramientos de metasedimentitas precámbricas, portadoras de piritita, y rocas sedimentarias pre-intrusivas al granito (494 ± 11 Ma Rapela *et al.* 1991). Fragmentos líticos de estas rocas se observaron en los estratos conglomerádicos de las secuencias clásticas aquí estudiadas, por lo que sería lógico pensar que la zona del batolito Sierra Norte - Ambargasta y las rocas metasedimentarias asociadas, han sido el área de aporte de estas sedimentitas.

Recientes investigaciones (Alvarez *et al.* 1990) reconocieron facies de planicie aluvial en las sucesiones clásticas del Cerro Colorado. En base a las similitudes entre éstas y las unidades clásticas de El Pungo, Estancia El Rosario y El Cuadrado, los autores infieren que podrían integrar un conjunto regional conferible al Eocretácico. Aunque es evidente el origen continental de estas sucesiones clásticas, faltan elementos de juicio para lograr una certera correlación con el resto de las secuencias sedimentarias presentes en las Sierras Pampeanas. En caso de que las areniscas del Cerro Colorado tuvieran correspondencia con las sucesiones cretácicas pos-vulcanismo, deberían encontrarse en ellas clastos provenientes de rocas volcánicas, como lo presentan el resto de las sucesiones cretácicas de las Sierras Pampeanas (Piovano 1996).

Materiales y Métodos

Las paredes y techo de los aleros rocosos indicados en la Fig. 1 fueron seleccionadas como las superficies más representativas para el estudio de los mecanismos de meteorización. Se tomaron 17 muestras superficiales de la arenisca y de las sales precipitadas en la superficie interior de los aleros. Se efectuaron secciones delgadas de las muestras de roca, y sobre ellas se observaron las características texturales, la composición mine-

ralógica y el grado de alteración de los minerales constituyentes de las areniscas, el tipo de cemento, etc.

Las sales precipitadas fueron descritas macroscópicamente bajo lupa binocular, como paso previo para la identificación mineralógica de las mismas, y luego se realizaron análisis microscópicos de grano suelto. Además para la certificación de la composición mineralógica de las mismas fueron analizadas por difracción de rayos X. El equipo utilizado consistió en un difractómetro marca Rigaku DII bajo las siguientes condiciones: ánodo Cu-K α ($\lambda=1.5414$ Å) filtro de Ni, 35 Kv, 15mA, escala 1000 cps, y velocidad de barrido de 2° de 2 θ /min y goniómetro horizontal. Además se realizaron análisis químicos cualitativos con el objeto de determinar la presencia de carbonato y sulfato en los productos precipitados. Para la determinación de los mismos se trataron las muestras con una solución de ácido clorhídrico (HCl) 1N. Posteriormente se trató la muestra en solución con cloruro de bario (BaCl₂), la presencia de sulfatos queda evidenciada por la formación de un precipitado blanco correspondiente a sulfato de bario (BaSO₄).

Resultados y Discusión

Areniscas del Cerro Colorado

Todas las muestras analizadas al microscopio presentan selección moderada a pobre, y son mayormente arenitas feldespáticas según la clasificación de Dott (1964), con porcentajes de matriz que no superan el 10%. Se presentan poco cementadas, generalmente el material cementante intragranular es ferruginoso o silíceo, sólo en casos aislados está presente el carbonato de calcio y/o magnesio. La matriz está compuesta por sericita en forma de vermes y una compleja asociación de minerales de arcilla, que incluye clorita, illita y calonita, donde la más abundante es la illita. En la mayoría de las muestras analizadas las illitas están parcialmente cloritizadas y toda la matriz se encuentra impregnada por una delgada pátina de óxidos de hierro. La illita es considerada como un componente clástico producto de la meteorización *in situ* de la roca madre de estos sedimentos. La presencia de este argilomineral ha sido considerada como un indicador de bajo potencial de meteorización química postdeposicional durante la formación de este tipo de secuencias (Limirino *et al.* 1987).

Los clastos identificados son principalmente de cuarzo monocristalino y en menor proporción policristalino, los que presentan al microscopio contactos tangenciales. Le siguen en abundancia los feldespatos potásicos, especialmente microclino, y los feldespatos calco-sódicos en menor proporción. Las micas están constituidas principalmente por biotita y muscovita. La participación de fragmentos líticos queda subordinada a la pre-

sencia de los minerales esenciales, y están constituidos principalmente por metasedimentitas y granitoides. Los minerales accesorios se presentan en proporciones que no superan el 3% y están representados por turmalina, zircón, titanita y opacos.

El cuarzo se presenta en individuos redondeados a subangulares, predominan aquellos de contornos nítidos sobre otros que se encuentran corroídos por el cemento. Frecuentemente presentan extinción ondulosa e inclusiones de rutilo, zircón, turmalina, biotita y opacos; algunos individuos se encuentran además muy fracturados. Los feldespatos son individuos angulares a bien redondeados y tienen los bordes corroídos por el cemento. Los mismos presentan un grado de alteración severo, y en general se encuentran caolinizados y sericitizados. Las micas se presentan en fragmentos tabulares; la biotita se encuentra parcial a totalmente desferrizada, donde es frecuente la formación de halos de alteración ferruginosa. Los granos de turmalina están redondeados y muy fracturados. El zircón y la titanita presentan las mismas características con la particularidad de tener los contornos netos. Los fragmentos líticos están severamente alterados y presentan en general contornos irregulares.

La coloración rojiza de estos sedimentos está dada principalmente por pátinas de color pardo a rojo que tapizan la superficie de los granos; además este material pigmentante puede encontrarse como nódulos o parches. La granulometría de los sedimentos influye también en la coloración de los bancos, ya que en clastos mayores de 2 mm se observan pátinas más delgadas que en los clastos más pequeños. Se determinó en estas areniscas la presencia de hematita la que, como ha sido ampliamente demostrado, es el agente pigmentante por excelencia de los bancos rojos (Mc Bride 1974).

Génesis de las geoformas

El conjunto de acciones que ejercen los agentes externos sobre la superficie terrestre, ha dado lugar a la meteorización y consiguiente erosión del paquete sedimentario original del área de Cerro Colorado. Los afloramientos de areniscas de esta zona se encuentran fuertemente diaclasados en las áreas cumbreles y estas grietas favorecen la infiltración del agua de lluvia. De esta manera se produce la alteración química de los componentes minerales de la roca y la disolución del material cementante. Así la arenisca pierde parte de su compacidad original (Benito *et al.* 1993), lo que favorece la susceptibilidad a la erosión causada por el agua, el viento y los efectos físicos (expansión térmica) debidos a la acentuada amplitud térmica climática. Este último agente de meteorización física, ha sido definido por Twidale (1968) para explicar los procesos de erosión catafilar y desintegración granular de las rocas bajo climas con amplitudes térmicas acentuadas, y

donde la humedad no es suficiente para que se produzca congelifración. El material desprendido durante el proceso de formación de estas geoformas es acarreado por el agua que se escurre por los sistemas de diaclasado (horizontal y vertical). Con el desarrollo de este proceso la arenisca adquiere porosidad secundaria, favoreciendo la continuidad de estos mecanismos e incrementando la susceptibilidad de la roca al ataque de los agentes atmosféricos. De esta manera, y de acuerdo con las condiciones climáticas que prevalezcan, se desarrollan variadas geoformas obedeciendo a distintos patrones de textura y grado de litificación de las areniscas y a las características estructurales de las mismas.

La variación de las características físicas antes mencionadas ha dado lugar a la formación de *tafonis* y otras formas de menores dimensiones denominadas *honeycomb* o panal de abeja en las sedimentitas aquí estudiadas. El nombre genérico de los primeros fue definido por Penck 1894 (en Jennings 1968), posteriormente fueron descritos por numerosos autores (Jennings 1968; Derruau 1970; Twidale 1982) como cavernas o aleros con el techo semiesférico con mayor crecimiento en dirección horizontal, desarrollados generalmente sobre rocas graníticas y también en areniscas, aunque han sido observados en otros tipos de rocas (Selby 1982). Los que aquí se observaron tienen decenas de metros de desarrollo horizontal -a lo largo de los afloramientos- y en profundidad -dentro de los afloramientos- y no más de tres metros de altura. Los mismos progresan en áreas de fuertes pendientes donde las areniscas están desprovistas de vegetación y presentan gran cantidad de diaclasas horizontales.

Los *tafonis* van evolucionando, desde el plano de diaclasa hacia arriba por erosión progresiva de la bóveda (Fig. 2), mediante el incremento de la profundidad y altura, debido a diferencias de humedad entre el interior y el exterior de la roca (Derruau 1970; Godard 1977). El material es removido por el agua desde el interior, obedeciendo a estructuras concéntricas iguales a las observadas en la erosión catafilar del granito. Como consecuencia de lo expresado anteriormente la erosión se manifiesta con menor intensidad en las zonas expuestas directamente a la radiación solar (Fig. 3), que en aquellas que se encuentran más protegidas (por la cubierta vegetal), y por consiguiente presentan mayor grado de humedad residual.

En las paredes interiores de los *tafonis* se observan descamaciones de láminas de roca de pocos milímetros de espesor (Fig. 4), este tipo de proceso es denominado exfoliación negativa por Jennings (1968). Conjuntamente con las descamaciones es habitual encontrar desintegraciones granulares debidas a la pérdida de compacidad original de la arenisca, depositándose en el piso de los aleros delgadas capas de sedimentos arenosos.

Los *honeycomb* o panal de abeja (Fig. 5) consisten en formas alveolares de dimensiones reducidas (entre 10 y 15 cm de ancho, alto y profundidad) que se desarro-



Figura 2: *Tafoni* (altura aproximada 1m) desarrollado a partir de un plano de estratificación; **a**, en las areniscas que conforman el Cerro Intihuasi; **b**, techo con desarrollo de panal de abeja.

llan en las áreas más sobresalientes y bajas del techo de los aleros, presentando o siguiendo un lineamiento aparentemente controlado por la estructura interna de



Figura 3: Pinturas rupestres (dimensión aproximada entre 5 y 35cm) del Cerro Inti Huasi en excelente estado de conservación y alteración restringida.

la arenisca. Los mismos se observan sólo localmente en el Cerro Inti - Huasi, Cerro de La Conga y Cerro Veladero (Fig. 1), posiblemente vinculados a mecanismos de formación más complejos que los anteriores. Twidale (1982) señala que estas geoformas alveolares sugie-



Figura 4: Láminas de roca de 2 - 3 mm de espesor que se desprenden en el techo de los *tafonis*.

ren estadios tempranos en la evolución de los *tafonis*. Aunque esta hipótesis no ha sido demostrada, ambas morfologías han sido descritas como asociadas.

El proceso de formación de estas geoformas puede resumirse de la siguiente manera: el agua que se infiltra a través de las areniscas produce la alteración de los componentes minerales y la disolución parcial del cemento; esto ocasiona la formación de porosidad secundaria, la que se va incrementando a medida que el proceso avanza. Este mecanismo produce un aumento en la friabilidad de las areniscas en aquellas áreas donde la roca es más susceptible al ataque químico del agua, y endurecimiento por precipitación de sílice en zonas generalmente cercanas a la superficie. De esta manera la aparición de un *tafoni* y/o panal de abeja sugiere la dependencia de factores texturales de la arenisca (granulometría, porcentaje de índice de vacíos, etc.), y factores mineralógicos (cantidad de feldespatos, tipo de cemento, etc.), que controlan la circulación del agua por el interior de la misma y activan los procesos de hidrólisis de los feldespatos como lo señalan Sancho y Gutiérrez (1990).

Procesos y Productos de meteorización

Dentro de los *tafonis* y directamente sobre sus paredes, las civilizaciones indígenas que habitaron el Cerro Colorado dejaron impresa su cultura a través de centenares de pictografías. Las pinturas han sido aplicadas sobre areniscas porosas, y éstas han absorbido los pigmentos de los colores utilizados. Con el correr del tiempo ...” los motivos se conservaron bajo las capas de pol-



Figura 5: Panel de abeja en el Cerro Veladero donde se observa un lineamiento como respuesta aparentemente a la estructura interna de las areniscas.

vo y sales formadas en el curso de los siglos transcurridos desde su ejecución"... (Pedersen 1953). De acuerdo con los relevamientos realizados por Gardner (1931) y Pedersen (1972) y observaciones de campo realizadas durante el año 1991, se advirtieron pérdidas considerables de pinturas rupestres. Estas pueden atribuirse a los desprendimientos de capas de roca de pocos milímetros de espesor en las superficies interiores de los tafoni y a la formación de eflorescencias salinas sobre las pinturas (Fig. 6a y b).

Las sales producto de la alteración de las areniscas, se presentan como concreciones botroidales o eflorescencias salinas, y además como finas capas de color

blanquecino recubiertas generalmente por una pátina de óxidos de hierro de color pardo rojizo a pardo amarillento. Se observaron asimismo en forma de pequeñas estalactitas de hasta 2cm de largo y también depositadas sobre las paredes verticales donde el agua se escurre superficialmente.

Las muestras de sales fueron descritas macroscópicamente y se confirmó la composición mineralógica de las mismas mediante análisis microscópico a grano suelto. Se identificaron cuarzo, yeso, carbonatos y, en casos aislados, polihalita. El cuarzo se presenta en agregados microcristalinos o en fragmentos con texturas de borde de disolución. El yeso se observa con hábito tabular a prismático, agrupados radialmente dando un aspecto de rosetas, típico de este mineral, con color de blanco a pardo amarillento. El carbonato predomina como agregados fibrosos, y además de forma granular compacta a terrosa de color blanco lechoso a incoloro, con brillo nacarado a vítreo. La polihalita ($K_2Mg_2(SO_4)_6 \cdot 2H_2O$) se presenta en agregados granulares incoloros a blanquecinos. Este mineral fue determinado por sus características ópticas particulares tales como su birrefringencia e índices de refracción más altos que los del yeso, con el que puede confundirse.

De los diagramas de difracción de rayos X (Fig. 7) se determinó como componente principal de las muestras analizadas el yeso y, en menores proporciones anhidrita, aragonita, cuarzo, jarosita, lepidocrosita, gibbsita, clorita, ferrohídrita y algunas arcillas tales como esmectita, caolinita y paligorskita.

Todos los minerales identificados en las concreciones



Figura 6: a, Eflorescencias salinas depositadas sobre "El Cóndor"; b, descamaciones sobre "El Colonizador".

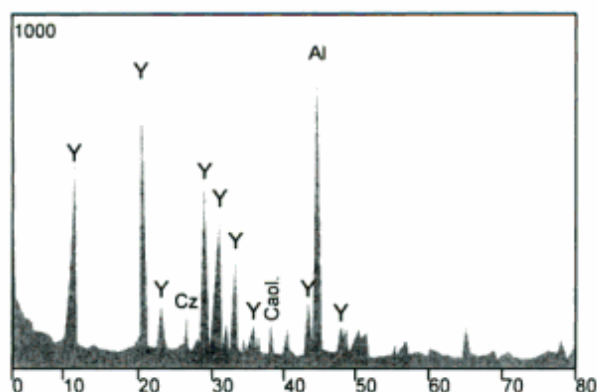


Figura 7: Diagrama de difracción de rayos X de las concreciones depositadas sobre las paredes de los *tafonis*: Y (yeso), Cz (cuarzo), Caol. (caolinita), Al (aluminio del portamuestra).

y eflorescencias salinas están asociados a un conjunto de procesos de meteorización química, que actúan sobre los constituyentes minerales de las areniscas. El agente de mayor relevancia en los mismos es el agua de lluvia que es ligeramente ácida (Garrels y MacKenzie 1971; Drever 1988), donde el ácido carbónico H_2CO_3 es el más abundante. De esta manera la acción del agua de lluvia, que incide directamente sobre la superficie de las areniscas, tiene un efecto importante en los procesos de transporte en solución de estas sales.

Durante la meteorización química, algunos alúmino silicatos como los feldespatos, se disuelven incongruentemente. Reaccionan con el agua para formar minerales de arcilla como se observa en la Fig. 8, y también iones y moléculas que se disuelven (Wollast y MacKenzie 1983). El aluminio involucrado en la reacción no se disuelve y pasa al producto sólido (arcillas) conjuntamente con parte de la sílice. El exceso de sílice forma ácido silícico, y los elementos como el Na^+ y el K^+ permanecen como iones en solución, mientras que algunos iones H^+ son consumidos por la reacción (Faure 1992).

La SiO_2 que permanece en solución se redistribuye actuando como cemento intersticial y/o se deposita como sílice amorfa entre los granos de cuarzo que quedan libres en la superficie de las paredes interiores de los *tafonis*. Aparentemente toda la sílice reprecipitada proviene de la alteración incongruente de los feldespatos y de la disolución parcial del cuarzo. Estos mecanismos han sido comprobados en los cortes delgados (Fig. 8) donde pueden observarse ambos procesos. Este proceso de disolución es considerado importante actuando en largos periodos de tiempo (Benito *et al.* 1993).

En la meteorización de las micas frecuentemente sólo se libera K^+ de la estructura (Drever 1988), y éste pasa primero a la solución, pero no permanece disuelto sino que es adsorbido en parte e incluso concentrado en las arcillas. No sucede lo mismo con el Ca^{2+} y el Na^+ en los que la mayor parte que se libera por la meteorización no se incorpora a los hidrolizados. La mayor disponibilidad de estos iones en relación con el K^+ probable-

mente se deba también a la mayor resistencia a la meteorización que presenta el feldespato potásico con respecto a los feldespatos calco-sódicos (Teruggi y Andreis 1971; Faure 1992).

Las sales que continúan en solución son transportadas por el agua intersticial hasta que precipitan en los planos de diaclasa de la arenisca o en las paredes y techos de los aleros. Se desprende CO_2 por disminución de la presión y el bicarbonato precipita como carbonato. De esta manera las eflorescencias y costras se forman sobre la superficie de las areniscas, casi exclusivamente en las paredes interiores de los *tafonis* y de los panal de abeja. El carbonato cálcico se puede depositar en gran parte antes de que se separen las otras sustancias disueltas. El sulfato en solución puede combinarse con los iones Ca^{2+} y Na^+ para dar las sales correspondientes que luego precipitarán.

Los minerales que componen las areniscas están sujetos continuamente a meteorización, como consecuencia esta roca experimenta cambios de volumen en el curso de los ciclos húmedo - seco a los que se encuen-

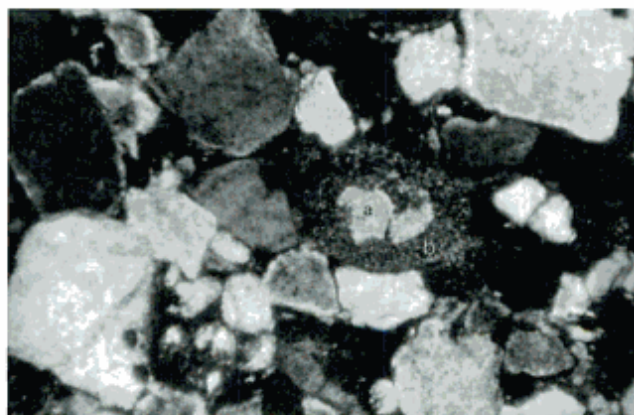


Figura 8: Corte delgado (escala 1cm:160 μ m) donde se observa un cristal de plagioclasa en proceso de argilitización, (a) núcleo relicto; (b) minerales de arcilla.

tran sujetos. Estos mecanismos de meteorización son continuos a través del tiempo pero no lineales. Los cambios de las condiciones climáticas en el transcurso del tiempo geológico, provocan modificaciones sustanciales en la intensidad de los procesos. De esta manera la meteorización de los minerales constituyentes de estas sucesiones clásticas se produce en pulsos relacionados con los periodos de precipitaciones.

Conclusiones

Las características texturales, mineralógicas y de estructuras de estas areniscas, conjuntamente con las condiciones climáticas semiáridas actuales, son determinantes para que ocurran los procesos de hidrólisis y alteración diferencial, y su variación juega un rol importante en el grado y velocidad de estos procesos.

La hidrólisis es el principal mecanismo de alteración química de los minerales constituyentes de estas areniscas, que afecta principalmente a las plagioclasas y a los feldespatos potásicos. Los procesos de óxido-reducción tienen un papel secundario y se dan sobre los minerales ferrosos (especialmente biotitas) que durante la reacción liberan óxidos de hierro, principal agente pigmentante de estas rocas.

La alcalinización del agua intersticial produce la disolución parcial de la sílice por incremento del pH, evidenciada en las texturas de disolución en los fragmentos de cuarzo.

La mineralogía de las sales precipitadas (yeso, anhídrita, polihalita) no fue identificada como minerales formadores de roca en los cortes delgados de arenisca fresca. Esta evidencia sugiere que las mismas fueron transportadas en solución por el agua intersticial y depositadas en superficie por evaporación capilar.

El carbonato presente en las eflorescencias y costras salinas superficiales es producto de la meteorización de los feldespatos calco-sódicos, y de la disolución del cemento carbonático encontrado en los niveles superiores de estos afloramientos. La presencia de yeso en mayores proporciones que la calcita se debe probablemente a la mayor solubilidad y disponibilidad de estas sales con respecto a las carbonáticas. El SO_4^{2-} y el CO_3^{2-} , posiblemente provengan también de la lixiviación de los suelos que se encuentran sobre estos afloramientos.

Los mecanismos antes descriptos, involucrados en los procesos de meteorización de las areniscas, dan como resultado el desarrollo de geoformas tales como los *tafonis* y/o *honeycombs* o panal de abeja. Claramente, los mecanismos responsables del desarrollo de estas geoformas son los que provocan en gran medida la pérdida de las pinturas rupestres. El deterioro de las pinturas rupestres puede atribuirse a las descamaciones de la arenisca y la precipitación de sales y consecuente formación de eflorescencias salinas sobre las mismas.

Los resultados obtenidos motivan la necesidad de que se lleve a cabo en forma inmediata alguna técnica de conservación para lograr la salvaguarda y protección del patrimonio arqueológico del Cerro Colorado.

Agradecimientos

A P.J. Depetris por la lectura crítica y las sugerencias formuladas para este trabajo. A E. Martínez por su ayuda en las interpretaciones mineralógicas y a G. Pettinari por la realización de los análisis de difracción de rayos X. A D. Gaiero, E. Piovano y A. Pasquini por los valiosos aportes realizados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alvarez, L.A., Fernandez Garrasino, C.A., Fernandez Seveso, F. y Perez, M.A., 1990. El borde occidental de la Cuenca Cha-

- coparanaense Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 141-144. Mar del Plata.
- Argüello, L.M. y Herrero, S.A., 1993. Evaluación de impacto ambiental mediante cartografía de ocupación de la tierra. Actas de Resúmenes 10° Congreso de Ecología, p. 321. Puerto Madryn.
- Bain Larrahona, H.G., 1940. Estudio geológico de la Provincia de Córdoba. Boletín de Informaciones Petroleras, Agosto: 13-52.
- Benito, G., Machado, M.J. and Sancho, C., 1993. Sandstone weathering processes damaging prehistoric rock paintings at the Albarracín Cultural Park, NE Spain. *Environmental Geology*, 22: 71-79.
- Bodenbender, G., 1905. Mapa Geológico de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Brackebush, L., 1891. Mapa Geológico del Interior de la República Argentina Escala 1:1.000.000. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Capitanelli, R.G., 1979. Clima. En: Vazquez, J.B., Miatello, R.A. y Roqué, M.E. (Dirección): Geografía Física de Córdoba, pp: 45-138, Editorial Boldt.
- Derruau, M., 1970. Geomorfología. Editorial Ariel, 290 p., Barcelona.
- Dott, R.L., 1964. Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 625-632.
- Drever, J.I., 1988. The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, 2° Edition, 437 p., New Jersey.
- Faure, G., 1992. Principles and applications of inorganic geochemistry. Macmillan Publishing Co., 626 p., New York.
- García Castellanos, T., 1943. Reconocimiento Geológico de la parte Central de la Sierra Norte de Córdoba. Revista de la Academia Nacional de Ciencias, 57 p., Córdoba.
- Gardner, G.A., 1931. Rock paintings of North - West Córdoba. Oxford University Press, 230 p., Oxford.
- Garrels, R.M. y MacKenzie, F.T., 1971. Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton & Co., 394 p., New York.
- Godard, A., 1977. Pays et paysages du granite. Presses Universitaires du France, Le géographe 21: 232 p., Paris.
- Jennings, A., 1968. Tafoni. En: Fairbridge, R. (Ed.): The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences Series, 3, pp: 1103-1104, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Pennsylvania.
- Limarino, C.O., Morelli, J.R. y Alonso, M.S., 1987. El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico) su origen y probable significado. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18 (1-4): 1-10.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S., 1997. Calc-Alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte - Ambargasta Ranges. *Journal of Southamerican Earth Sciences*, 10 (2): 157-177.
- Lucero Michaut, H.N., 1981. Contribución al conocimiento geológico del cordón oriental de la Sierra Norte entre El Simbolar y el límite con Santiago del Estero. Boletín Asociación Geológica Córdoba, 55 (1-4): 223-235.
- Mc Bride, E.F., 1974. Significance of red color in red, green, purple, olive, brown and gray beds of Difunta Group, Northeastern, México. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 760-773.
- Methol, E.J., 1958. Descripción Geológica de la Hoja 18i Deán Funes - Tulumba (Córdoba). Carta Geológica Económica de la República Argentina, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 88, 69 p., Buenos Aires.
- Pastore, F., 1938. Descripción Geológica de la Provincia de Córdoba. En: M. Sissini, E. Herrero Ducloux, R.A. Brandán, H. Isnardi, A.G. Golmarini, M. Castillo y F. Pastore (Eds.), Aguas minerales de la República Argentina, Provincia de Córdoba, 4: 21-49, Buenos Aires.
- Pedersen, A., 1953. El infrarrojo y su aplicación en la investiga-

- ción de pinturas rupestres. *Runa* 6 (1): 216-219.
- Pedersen, A., 1972. Estado actual de las pinturas rupestres de Cerro Colorado y su alarmante proceso de destrucción. *Actas 2º Congreso Nacional de Arqueología*, pp: 23 - 27, Cipoletti.
- Piovano, E., 1996. Correlación de la Formación Saldán (Cretácico Temprano) con otras secuencias de las Sierras Pampeanas y de la Cuenca Chacoparanense y de Paraná. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (1): 29-36.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Bonalumi, A.A., 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*: 19-22.
- Sancho, C. y Gutiérrez, M., 1990. Análisis morfométrico de la tafonización de la arenisca de Peraltilla (Anticlinal de Barbastro, Depresión del Ebro): influencia de los factores mineralógico - texturales. *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 131-145.
- Selby, M.J., 1982. *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, 264p. Oxford.
- Stelzner, A., 1875. Comunicaciones sobre la geología y mineralogía de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 1: 1-2, Córdoba.
- Teruggi, M.E. y Andreis, R.R., 1971. Composición, estabilidad mineral y acción climática en sedimentos argentinos. *Revista del Museo de La Plata* 7 (58): 175-207.
- Twidale, C.R., 1968. Weathering. En: Fairbridge, R. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Vol. 3., pp: 1228-1232, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Pennsylvania.
- Twidale, C.R., 1982. *Granite landforms*. Elsevier Scientific Publishing Company, 372 p., Amsterdam.
- Wollast, R. y MacKenzie, F.T., 1983. The global cycle of silica. En: Aston, S.R. (Ed.): *Silicon Geochemistry and Biochemistry*, pp: 39-76, Academic Press, New York.

Recibido: 17 de abril, 1997

Aceptado: 1 de julio, 1999

Microanálisis químicos cuantitativos en la facies wehrlítica del Complejo Novillo Muerto (Provincia de Mendoza)

Rogelio D. ACEVEDO¹, Luisa M. VILLAR², Fernando GERVILLA³,
Eva DONNARI⁴ y Purificación Fenoll HACH-ALF³

¹Centro Austral de Investigaciones Científicas. CADIC-Conicet. Av. Malvinas Argentinas s/n°.
9410 Ushuaia. Tierra del Fuego. República Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Julio A. Roca 651, Piso 8°, Sector 9
1322 Buenos Aires. República Argentina.

³Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad de Granada.
Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (Universidad de Granada-CSIC). Av. Fuentenueva s/n°
18002 Granada, Andalucía. España.

⁴Dirección de Recursos Minero-Geológicos. Secretaría de Minería de la Nación.
Julio A. Roca 651, Piso 8°, Sector 9 1322 Buenos Aires. República Argentina.

ABSTRACT. *Quantitative chemical microanalysis of wehrlitic facies in the Novillo Muerto Complex, Mendoza Province.* Ultramafic bodies, mainly dunites, harzburgites, wehrlites and serpentinites, crop out in the Cordillera Frontal of Mendoza Province. One of these units is the Novillo Muerto Complex within the biotite-garnet schists of the Complejo Metamórfico (metamorphic complex). Electron microprobe analysis of two samples of wehrlite from this locality indicates an igneous mineralogical association consisting of olivine (Fo₉₂) + clinopyroxene (diopsidic augite) and Fe-Ni sulphides (pentlandite, pyrrhotite) and a metamorphic mineral assemblage of diopside, chromian magnetite, magnetite, serpentine, brucite, tremolite, carbonate and chlorite. From the Fe-Mg exchange thermometer between olivine and clinopyroxene, it is estimated that the magmatic conditions were T= 1.050°C and 5 Kbar.

Objetivos y Método

El objetivo del trabajo ha sido presentar un estudio mineraloquímico, basado sobre datos de microsonda, de la wehrlita (clinopiroxenita olivínica) del Complejo Novillo Muerto, como parte de un trabajo de progreso de investigación de la termobarometría de la "ofiolita" de la Cordillera Frontal de Mendoza. Tales rocas, cuando su paragénesis primaria lo permite, son aptas para establecer sus condiciones de formación mediante métodos geotermobarométricos. Estos datos son de fundamental interés en el estudio petrogenético de las rocas ultrabásicas del complejo en el contexto regional ya que se investiga la posibilidad de que se hayan formado en un ambiente centro-oceánico (Villar 1998). La evaluación de las condiciones de P y T de formación de soluciones sólidas, en este caso clinopiroxeno (augita diopsídica) y olivina (Fo₉₂) se basó en datos químicos de pares de individuos cristalinos contiguos. El equipo

utilizado ha sido una microsonda electrónica CAME-BAX bajo una corriente de imagen de 10 na y una energía de activación de 15 kilovoltios, habiéndose practicado 76 análisis sobre 38 granos de olivina y clinopiroxeno, en centro y borde del cristal.

Marco Geológico

La conocida como Ofiolita de la Cordillera Frontal de Mendoza (Villar 1985, Haller y Ramos 1993) se encuentra alojada en el Complejo Metamórfico (Polanski 1972) del Bloque Variscico (Polanski 1958) y asoma intermitentemente entre el Cerro Portillo y la desembocadura del Río de las Tunas en la llanura pedemontana, al oeste de Tupungato. Consta de dos tramos, uno noroccidental y otro sudoriental que remata en su extremo norte con una combadura de la faja de rocas ultramáficas (Fig. 1a).

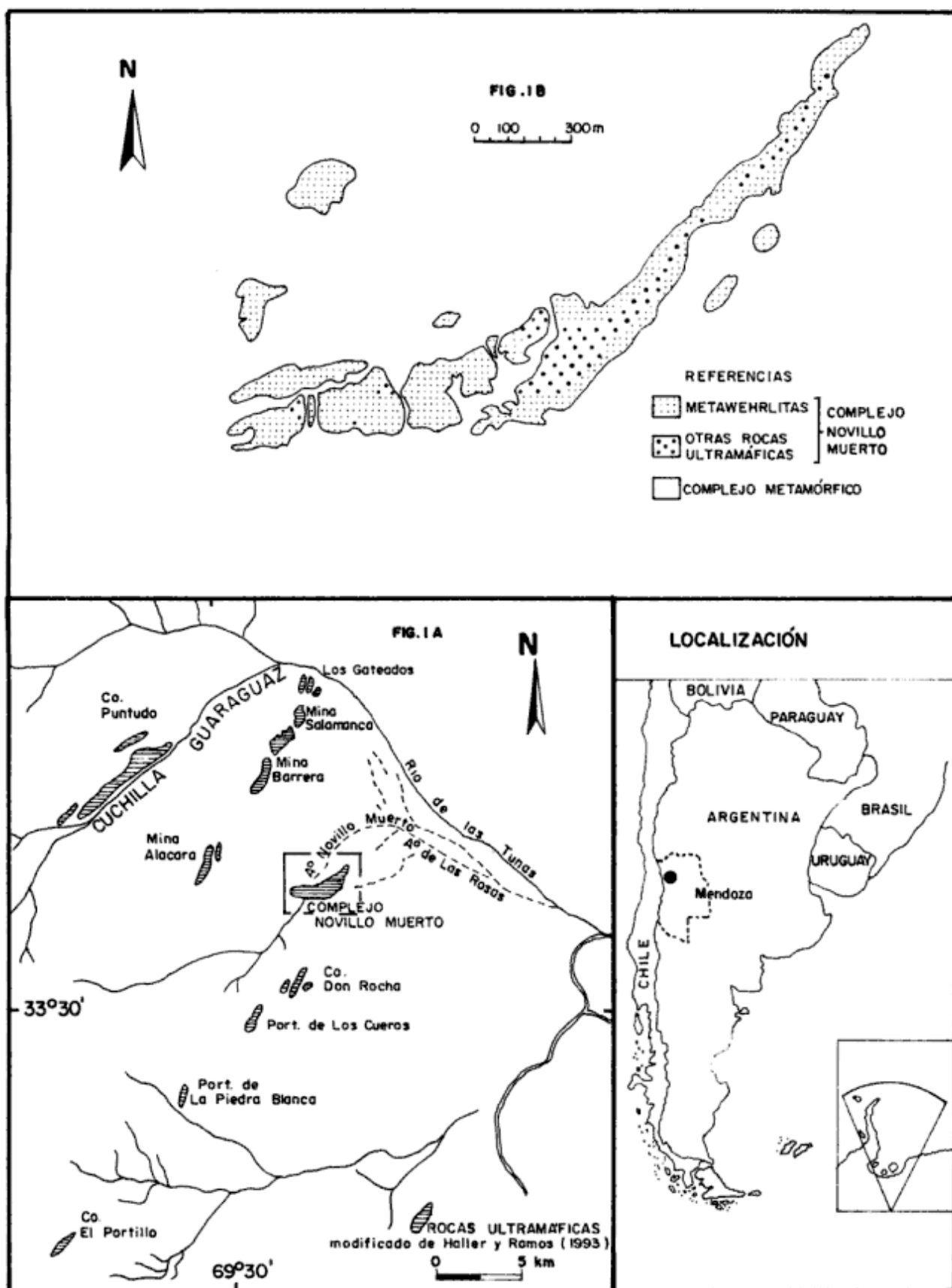


Figura 1: Ubicación geográfica del Complejo Novillo Muerto y afloramiento de la wehrlita.

Esta última entidad litológica ha sido denominada Complejo Ultramáfico Novillo Muerto (Villar 1969). Tiene una extensión expuesta de unos 4 km y se halla encajada en pliegues similares asimétricos que forman sinclinales y anticlinales. Su afloramiento principal es un pliegue volcado y sus rocas se encuentran alojadas entre los esquistos cuarzo biotítico-sillimaníticos y cuarzo biotítico-granatíferos de facies anfibolita. Asimismo se han reconocido localmente esquistos cuarzo-albitico-epidótico-actinolíticos de facies esquistos verdes y lentes de migmatitas originadas por inyección difusa (Villar *et al.* 1982). La coexistencia de distintas facies metamórficas en las cajas del Complejo de Novillo Muerto se debe a imbricaciones de escamas de basamento de distinto grado metamórfico en Cordillera Frontal (G. Vujovich y E. Zappettini, comunicación verbal).

El Complejo Novillo Muerto está constituido por peridotitas parcialmente serpentinizadas y localmente recristalizadas en facies de anfibolita de alto grado a medio que se distinguen por presentar paragénesis ígneas y metamórficas. Las rocas son metadunitas, metaharzburgitas, metawehrlitas y diopsiditas pegmatoides. Hay también milonitas ultramáficas originadas por la deformación de las rocas anteriores.

De acuerdo a las investigaciones realizadas hasta el momento (Villar 1969; Villar *et al.* 1982, Villar 1985 y Villar y Escayola 1996), el complejo muestra una zonación aparentemente concéntrica representada por un núcleo de dunitas con anillos irregulares de harzburgitas y distintas peridotitas, entre ellas la wehrlita (Fig. 1B), todas ellas metamorfizadas parcialmente. Los contactos se caracterizan por tener zonas de reacción metamórfica cuya composición depende de la roca ultramáfica y el encajante silíceo. Estas son múltiples y fueron descritas por Villar (1969). Las más comunes están formadas por actinolita + talco (desarrollada en la roca ultramáfica) y biotita + clorita (producida en la roca de caja). En algunas secciones de los contactos el encajante alcanza un mayor grado térmico con formación de hornblenda.

Petrografía y Mineraloquímica

El protolito ígneo de la roca wehrlítica está constituido por una trama granosa de clinopiroxeno primario representada por cristales anhedral de variable tamaño de augita diopsídica (Tabla 1) y, en menor proporción, individuos pequeños de olivina idiomorfa fresca ó parcialmente serpentinizada. La roca contiene, además, diópsido, tremolita, brucita, calcita, ferricromita y magnetita crómica, clorita (clinocloro) y garnierita. Como minerales accesorios se observa pentlandita intersticial asociada a pirrotina (20 a 50 micrones). Hay además una segunda generación de diópsido, muy

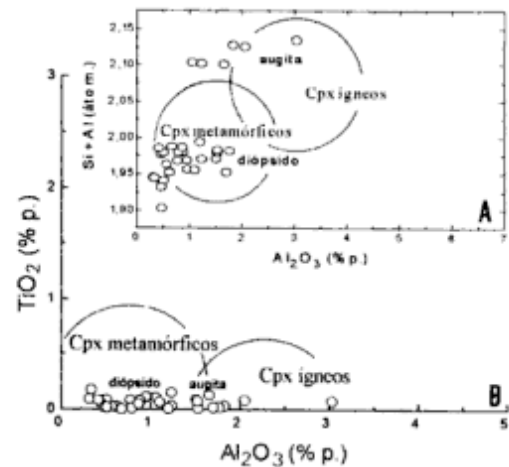


Figura 2: Cuadros de Vějnar (1975) de discriminación de piroxenos magmáticos y metamórficos; a) Al_2O_3 % p/p vs. Si+Al p.f.u. de los clinopiroxenos de la clinopiroxenita olivínica.; b) Al_2O_3 % p/p vs. TiO_2 %p de los clinopiroxenos de la clinopiroxenita olivínica.

difundida en la roca, intersticial, de origen metamórfico, que puede formarse a partir de la augita diopsídica. La tremolita, normalmente subhedral, reemplaza a la olivina y a los piroxenos ígneos, formando una blastesis incipiente ó bien un producto de retrogradación de una paragénesis de medio a alto grado. La calcita, también intersticial, reemplaza a los piroxenos, menos comúnmente a la tremolita y muy esporádicamente a la olivina. La brucita, de hábito laminar, es de carácter intersticial a todos los restantes componentes del borde al centro del resto de los minerales y puede reemplazar internamente a la olivina. La clorita es clinocloro, de hábito fibroso. Reemplaza a la tremolita y a veces también al mineral serpentínico. Entre los minerales opacos se distingue una mineralización escasa de ferricromita, magnetita cromífera y magnetita de grano fino. Las condiciones metamórficas de la asociación indican un medio de facies anfibolita de mediano grado.

Los cuadros de Vějnar (1975) mostrados en Fig. 2 a y b, en los que se comparan los contenidos de alúmina en función de los átomos de Si + Al por fórmula unidad y en función de los de TiO_2 respectivamente, indican dos poblaciones diferenciadas de clinopiroxenos, una de ellas (la del diópsido), la mayor, ubicada claramente en el campo metamórfico mientras que la otra (de la augita diopsídica) se aparta del mismo, acercándose hacia los lindes magmáticos. El valor M, (siendo $M = 100 \# \text{Mg} / \# \text{Mg} + \sum \# \text{Fe} \Rightarrow \#$ expresado en átomos por fórmula unidad) desde el centro al borde del cristal, aumenta en el diópsido y decrece en la augita diopsídica (Tabla 1). Además de ello, se produce en los individuos de augita diopsídica, de centro a borde, una sutil zonación del Na. Como ocurre corrientemente, también en la augita aquí estudiada, el Na sustituye al Ca en M_2 y el Al sustituye al Si en posiciones tetraédricas de la cadena, indistintamente para clinopiroxenos ígneos o me-

tamórficos (cabe señalar que la augita es un piroxeno esencialmente ígneo) aunque no pareciera suceder lo mismo con el Mg en M1 puesto que los análisis revelan un contenido en Mg acorde con los clinopiroxenos ígneos. Quedaría por explicar la baja proporción en Wo de esta augita diopsídica, tal vez debida a la remoción del Ca por el metamorfismo, que suele producir variaciones composicionales del sistema primigenio aun en pequeñas distancias (López Ruiz y Cebriá Gómez 1987).

Los valores de M para la olivina (entre 91 y 93) son altos, como lo son también los de los clinopiroxenos.

La pentlandita es rica en Co (0,91% en peso) tal como sucede en el área de Los Gateados (Villar *et al.* 1982; Sánchez-Anguita *et al.* 1997).

La fórmula química de la ferricromita, fase mineral de por sí escasa, es $(\text{Fe}^{2+}_{6,75} \text{Mg}_{0,05} \text{Mn}_{0,12} \text{Ni}_{0,05} \text{Ca}_{0,02}) (\text{Fe}^{3+}_{0,08} \text{Cr}_{0,02} \text{Al}_{0,31} \text{Ti}_{0,02}) \text{O}_{12}$. A juzgar por su posición textural y por sus valores en Al-Cr-Fe (en átomos por fórmula unidad), se trataría de una magnetita crómica típica de serpentinitas de bajo grado. También se ha analizado magnetita, quedando constituida su fórmula (media de 3 análisis) como $(\text{Fe}^{2+}_{7,81} \text{Mg}_{0,09} \text{Ca}_{0,04} \text{Mn}_{0,02}) (\text{Fe}^{3+}_{0,15} \text{Al}_{0,15} \text{Ti}_{0,07} \text{Cr}_{0,01}) \text{O}_{12}$.

El clinocloro muestra altos contenidos en #Alt (1,06) y #Fet, (0,25) lo que indicaría su origen metamórfico.

Geotermobarometría

Aunque no ha sido desarrollado ningún geobarómetro bien calibrado que permita evaluar con precisión las posibles condiciones dinámicas del sistema durante la consolidación de las rocas ultramáficas de este tipo, ya que no ha aparecido una fase aluminica primaria (espinelo, plagioclasa o granate) bien extendida, la necesidad de contar con un valor de P para continuar luego con el estudio termométrico hace necesario acudir a ciertas especulaciones basadas en el contenido en Ca de la olivina como así también al cálculo de la molécula de tschermakita sólo en el clinopiroxeno primario (puesto que el contenido en Ca del diópsido habría sido afectado por el metamorfismo y los fenómenos de re-equilibrio), las cuales dan algún indicio del valor de la presión.

El contenido en Ca de la olivina ha sido utilizado co-

Tabla 2: Microanálisis químicos cuantitativos de la olivina de la wehrlita del Complejo Novillo Muerto (Fuente: microsonda electrónica de la Universidad de Oviedo).

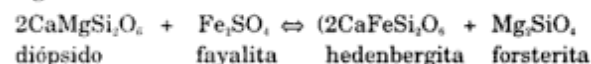
n°	muestra C-34										muestra 83867									
	1(43) c	1(44) b	2(45) c	2(46) b	3(59) c	3(60) b	4(61) c	4(62) b	5(7) c	5(8) b	6(9) c	6(10) b	7(12) c	7(13) b	8(14) c	8(15) b	9(16) c	9(17) b	10(18) c	10(19) b
SiO ₂	39.04	39.44	38.96	39.61	39.92	39.44	39.87	39.92	40.85	39.98	40.41	40.45	40.72	40.31	40.79	40.84	41.19	40.44	40.56	40.38
TiO ₂	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0	--	0.02	0.04	--	0.05	--	--	--	--	--
NiO	0.35	0.51	0.27	0.21	0.36	0.51	0.36	0.23	0.44	0.38	0.45	0.52	0.6	0.36	0.43	0.24	0.52	0.38	0.26	0.37
Al ₂ O ₃	0.01	--	--	0.01	0.04	--	0.01	0.05	--	--	--	0.06	0.05	--	--	--	0.04	--	--	0.02
Cr ₂ O ₃	--	0.06	0.05	--	0.01	0.06	--	0.03	0.11	--	0.06	0.06	--	0.06	0.02	0.01	0.02	--	--	--
FeO*	9.39	8.81	8.65	9.12	8.62	8.8	9.62	8.99	7.52	8.15	7.82	7.89	8.05	7.96	7.75	7.64	8.02	7.7	7.81	8
MnO	0.21	0.19	0.2	0.11	0.21	0.19	0.22	0.17	0.12	0.17	0.15	0.16	0.17	0.19	0.1	0.17	0.14	0.14	0.09	0.15
MgO	48.62	48.62	48.51	47.81	48.57	48.62	48.83	48.93	49.96	48.54	48.83	49.42	49.8	49.29	49.74	49.82	49.85	49.02	49.04	48.78
CaO	0.01	0.01	0	0.03	0.03	0.01	0	--	0.04	0.15	0.01	0.11	0.04	0.07	0.05	0.08	0.04	0.13	0.03	0.02
Na ₂ O	--	0.03	--	0.05	--	0.03	0.09	--	0.02	--	0.09	--	--	0.02	0.01	0.03	0.01	--	0.05	0.06
K ₂ O	--	0.02	0.03	--	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	--	--	0.01	0.02	0.04	--	0.02	--	--	0.02
Fórmula estructural en átomos por fórmula unidad. Número de cationes sobre la base de 4 oxígenos.																				
# Si	0.98	1	0.99	1	1	0.99	0.99	0.99	1	1	1.01	1	1	1	1	1	1.01	1.01	1	1
# Mg	1.82	1.8	1.83	1.8	1.81	1.82	1.81	1.81	1.83	1.81	1.81	1.82	1.82	1.82	1.82	1.82	1.81	1.82	1.81	1.81
# Fe	0.2	0.2	0.18	0.19	0.18	0.18	0.2	0.19	0.15	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17
# Ni	0.01	--	0.01	--	0.01	0.01	--	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	--	0.01	0.01	0.01	0.01
M	90	90	91	90	91	91	90	91	92	91	92	92	92	92	92	92	92	92	92	91
muestra 83867																				
	11(20) c	11(21) b	12(22) c	12(23) b	13(24) c	13(25) b	14(28) c	14(29) b	15(30) c	15(31) b	16(32) c	16(33) b	17(34) c	17(35) b	18(64) c	18(65) b	19(1) c	19(2) b	20(4) c	20(5) b
SiO ₂	39.85	40.75	40.48	40.39	40.28	41.09	40.81	40.95	40.7	40.58	40.73	40.76	40.91	40.4	40.3	40.14	40.73	39.63	39.9	40.12
TiO ₂	0.01	--	--	--	0.02	--	--	0.01	0.05	0.07	--	--	0.04	0.01	0.02	--	--	0.01	--	--
NiO	0.45	0.31	0.26	0.31	0.55	0.59	0.41	0.33	0.34	0.23	0.3	0.41	0.28	0.42	0.38	0.46	0.41	0.35	0.41	0.58
Al ₂ O ₃	--	--	0.09	--	0.02	--	--	--	0.01	--	0.02	0.01	0.03	--	0.01	--	0.01	0.03	--	--
Cr ₂ O ₃	--	--	--	0.12	--	--	0.03	--	--	--	0.01	0.12	0.05	0.06	0.01	0.04	0.08	0.11	--	0.07
FeO*	8.11	7.79	7.7	7.84	7.87	7.97	7.47	7.03	7.27	6.66	7.72	7.72	7.5	6.83	7.59	7.88	7.39	6.77	7.8	7.79
MnO	0.18	0.15	0.19	0.16	0.18	0.1	0.17	0.12	0.11	0.13	0.22	0.16	0.05	0.16	0.05	0.05	0.12	0.07	0.19	0.17
MgO	48.55	49.13	48.43	49	48.99	48.91	49.46	49.35	49.68	49.12	48.79	49.52	49.2	49.49	48.12	47.92	48.32	41.79	47.57	47.76
CaO	0.05	0.07	0.06	0.03	0.02	0.03	0.1	0.19	0.22	0.26	0.05	0.13	0.11	0.26	0.1	0.05	0.05	2.52	0.08	0.07
Na ₂ O	--	0.01	0.01	0.02	0.07	--	0.04	--	0.04	0.06	0.02	0.02	--	0.05	0.03	0.03	--	0.03	0.03	--
K ₂ O	--	--	--	0.03	0.02	--	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	--	--	--	--	0.02	--	0.01	0.04	--
Fórmula estructural en átomos por fórmula unidad. Número de cationes sobre la base de 4 oxígenos.																				
# Si	1	1.01	1.01	1	1	1.01	1.01	1.01	1	1.01	1.01	1	1.01	1	1.01	1.01	1.02	1.05	1.01	1.01
# Mg	1.81	1.81	1.82	1.81	1.8	1.82	1.82	1.82	1.83	1.82	1.8	1.82	1.81	1.83	1.8	1.8	1.8	1.66	1.8	1.79
# Fe	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14	0.16	0.16	0.15	0.14	0.16	0.17	0.15	0.15	0.17	0.16
# Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	--	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M	91	91	92	91	92	92	92	92	92	93	92	92	92	92	92	91	92	92	91	92

Referencias como en Tabla 1.

mo indicador geobarométrico por Simkin y Smith (1970) y Finnerty y Boyd (1979) quienes consideran que al aumentar su proporción disminuye el valor de la presión. En los análisis (3 en centro y 3 en borde) de la olivina tratada aquí (véase Tabla 2) el porcentaje en Ca es bastante bajo (entre 0 y 0,03% en peso).

Respecto al cálculo de la molécula de tschermakita ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$), está basado en la proporción del componente de Tschermak (Tsc), empleado por Mercier y Carter (1975), entre otros, como indicador de la presión de formación del clinopiroxeno, quienes señalan que en la línea del 5% se hallaría el límite entre las bajas presiones (menores de 5 Kb) y las presiones altas (por encima de 5 Kb). De acuerdo con ello, los valores de Tsc, obtenidos con el programa "PX" (Cebriá Gómez 1990) que utiliza el método de Kushiro (1964), concuerdan con tales resultados. Dentro de esa línea de registro de datos (Tabla 1), podría estimarse que la augita en cuestión habría cristalizado en condiciones de presión de algo más que 5 Kb. Aun así, estimando como 5 Kb el valor de P teórico, no habrá de ser demasiado influyente en el resultado final de cálculo de la temperatura.

Considerando, sobre la base de la observación petrográfica, un estado de equilibrio entre la fases augita diopsídica y olivina de la clinopiroxenita olivínica, puede entonces aplicarse el geotermómetro de Powell y Powell (1974), basado en el intercambio catiónico de Fe y Mg entre olivina y clinopiroxeno que se manifiesta según la reacción:



A partir de allí, los autores mencionados desarrollaron un geotermómetro empírico-experimental, expresado a través de la ecuación siguiente:

$$T (^{\circ}\text{K}) = 2X_{\text{Mg}} (920.000 + 3,6 P) - 0,0435 (P-1) + 10.100 \\ + 2[R \ln (X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Oliv}} / X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Px}}) \cdot (X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Oliv}} / X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Px}}) - 714,3 (X_{\text{Mg}})]$$

donde:

P es la presión expresada en bares;

R es la constante de los gases perfectos, igual a 1,9872 (cal/mol);

$X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Oliv}}$ es la fracción molar de la Fo y la Fa en la olivina;

$X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{Oliv}}$ es la fracción atómica de estos elementos en el piroxeno; y

X_{Mg} es igual a la suma de $X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}^{3+}} + X_{\text{Ca}} + X_{\text{Ti}}$.

Aplicados nuestros tres pares de datos analizados a la fórmula de Powell y Powell (1974) se obtienen valores mínimos medios de 1.050°C, considerados aun todavía bajos, para la cristalización magmática de la augita diopsídica en equilibrio con olivina.

Evaluación de los resultados obtenidos

De acuerdo al estudio mineraloquímico del par en equilibrio forsterita-augita diopsídica, estos minerales, componentes esenciales de la roca wehrlítica del Com-

plejo Novillo Muerto, habrían cristalizado a una T mínima de 1.050°C bajo una P (de trabajo) de unos 5 Kb.

Los análisis de microsonda ponen en evidencia, en la facies wehrlítica del Complejo de Novillo Muerto, la presencia de dos piroxenos: una augita diopsídica de origen ígneo y un dióxido de origen metamórfico, es decir la existencia de un protolito ígneo, ya que el primer mineral pertenece al mismo, y el estudio termobarométrico que se hace está realizado en base a éste, definiéndose las condiciones termobarométricas del protolito ígneo, no de la asociación metamórfica.

La evolución de estas rocas wehrlíticas es compleja debido a uno o varios metamorfismos posteriores o coetáneos con el emplazamiento de las rocas ultramáficas que originan la formación de serpentina, tremolita, dióxido, brucita y clorita.

La formación de tremolita y dióxido indica que una parte de la historia del metamorfismo del complejo de Novillo Muerto puede estar relacionado con el regional de facies de anfibolitas de alto grado. La ferricromita, como fase intermedia, se ha producido por metamorfismo ó alteración hidrotermal en condiciones oxidantes de un espinelo cromífero, siendo la magnetita presente una fase final del mismo proceso. La formación de serpentina puede deberse a un metamorfismo oceánico hidrotermal existente en el área (Villar 1998), mientras que la formación de clorita (clinocloro) estaría dada por la alteración de la serpentina con aumento de Al en el medio a favor de la alteración del espinelo. Su desarrollo puede estar relacionado con el metamorfismo regional de facies esquistos verdes ya que los eventos de deposición, metamorfismo, levantamiento e intrusión de magmas cercanos al complejo de Novillo Muerto en Cordillera Frontal son varios desde el Precámbrico hasta el Mesozoico y afectan notablemente los alrededores de los complejos peridotíticos.

Para asegurar las condiciones de metamorfismo de estas rocas es necesario estudiar los procesos metamórficos en todas las facies del complejo, los cuales están sobrepuestos sobre una zonación previa, (Villar 1969; Villar *et al.* 1982), y relacionarlos entre sí.

Agradecimientos

El estudio presente ha sido realizado en el marco de unas sesiones de trabajo financiadas por el Instituto de Cooperación con Iberoamérica y la Universidad de Granada. Se agradece además al Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Oviedo por el usufructo de la microsonda electrónica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cebriá Gómez, J.M. 1990. PX: a program for pyroxene classification and calculation of end members. *American Mineralogist*, 75: 1426-1427.

- Finnerty, A.A. y Boyd, F.R. 1979. Pressure dependat solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. *Carnegie Institute Washington Yearbook*, 77: 713-717.
- Haller, M.J. y Ramos V.A. 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines: Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino. Parte I. Geología, 1,4: 31-40. Mendoza.
- Kushiro, I. 1964. Clinopyroxene solid solutions. Part I. The Ca-Al₂SiO₆ component. *Japan Journal of Geology and Geography*, 33: 213-220.
- López Ruiz, J. y Cebriá Gómez, J.M. 1987. Geotermometría de rocas ígneas. Su aplicación a los basaltos alcalinos de la región volcánica del NE de España. *Estudios Geológicos*, 43: 149-168.
- Mercier J.C. y Carter, N.L. 1975. Pyroxene geotherms. *Journal of Geophysical Research*, 80(23): 3349-3362.
- Polanski, J. 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12(3): 165-196.
- Polanski, J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 24a y b. Cerro Tupungato. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128, Buenos Aires.
- Powell, M. y Powell, R. 1974. An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 249-263.
- Sánchez-Anguita, A.; Molina, J.; Gervilla, F.; Fenoll Hach-Alí, P. y Acevedo, R. D.. 1997. Relación entre metamorfismo y mineralización en las rocas básicas y ultrabásicas de Mina Salamanca y Los Gateados (Provincia de Mendoza, Argentina). *Boletín Geológico y Minero*. 108(4/5): 427-438 y 99-110. IT-GE. Madrid. España.
- Simkin, T. y Smith, J.V. 1970. Minor element distribution in olivine. *Journal of Geology*, 78: 304-325.
- Véjnar, Z. 1975. Hornblendes and problems of recrystallization of gabbroic rocks. *Lithos*, 8: 59-68.
- Villar, L.M. 1969. El Complejo Ultrabásico de Novillo Muerto. Cordillera Frontal, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (3): 223-238. Buenos Aires.
- Villar, L.M. 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas, Metalogenia. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 3: 610-633. Antofagasta, Chile.
- Villar, L.M. 1998. Los gabros de fondo oceánico de la ofiolita de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología. Proyecto IGCP 376. Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, 2: 405-410, Buenos Aires.
- Villar, L.M. y Escayola, M.P. 1996. Metallogenetic aspects of ophiolites and other types of mafic and ultramafic complexes of Argentina, en Coyner, A. R. y Fahey, P. L. (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, Reno/Sparks, April 1995*; p. 1487-1499. Nevada.
- Villar, L.M.; Donnari, E y Meyer, H.A.O. 1982. Reconsideraciones geológicas sobre el Complejo Ultrabásico de Novillo Muerto y su mineralización asociada. *Cordillera Frontal de Mendoza. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 173-183, Buenos Aires.

Recibido: 27 de abril, 1998

Aceptado: 7 de mayo, 1999

Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del Macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba

Roberto MARTINO^{1,2}, Alina GUERESCHI^{2,3} y Jorge SFRAGULLA^{2,4}

¹CONICET.

²Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.

³Secretaría de Ciencia y Técnica, Universidad Nacional de Córdoba.

⁴Dirección de Geología y Minería de la Provincia de Córdoba. Av. Hipólito Yrigoyen 401, 5000 Córdoba.

ABSTRACT. *Non-cylindrical folds from Sagrada Familia and their significance in the deformational evolution of the Macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba.* New structural evidence from strong non-cylindrical folding (sheath, tubular, oblique and intrafolial refolded folds) developed in marbles and calcsilicate gneisses intercalated with metatexites and diatexites from the Macizo de San Carlos point to a high non-coaxial deformation superimposed to the main foliation S2, and allow simplification of D2 and D3 deformation events proposed previously. The D2 event represents a period of crustal thickening with thrusting and penetrative high strain produced by tectonic collision. The general movements deduced from stretching lineations and scarce kinematic indicators show top to SW movements. This kinematic interpretation is consistent with the sense of increasing metamorphic grade toward the east because of stacking and inversion produced by thrusting that placed high grade rocks over lower grade ones. The D3 event is considered to be related to decompression, probably associated with an extensional tectonic event that produced a weak deformation represented by shear bands perpendicular and parallel to the main foliation S2. This extensional phenomenon would have resulted in isostatic exhumation deduced from the decompression textures found in metapelites and marbles and represented by delicately preserved coronas.

Introducción

El Macizo Migmático de San Carlos ocupa un área superior a 1.000 km² y se ubica en el sector centro-occidental de las Sierras de Córdoba, siendo su límite este la cumbre de Gaspar y su límite oeste la sierra de Pocho (Figs. 1 y 2). Es uno de los macizos migmáticos más grandes reconocidos en las Sierras Pampeanas de Córdoba y está compuesto predominantemente por migmatitas homogéneas (diatexitas) y heterogéneas (metatexitas estromatíticas), compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, cordierita y escaso feldespato potásico. En menor proporción se reconocen, en orden de abundancia, mármoles forsteríticos y clinohumínicos, anfibolitas diopsídicas, gneises biotíticos granatíferos y gneises calcosilicáticos bandeados. Además, se reconocen numerosos filones ácidos con textura pegmatoides intercalados con los mármoles y recientemente se ha hallado un pequeño afloramiento de rocas ultramáficas serpentinizadas al norte de Tala Cañada (Gordillo 1979, Martino *et al.* 1997, Guerreschi y Martino 1999).

Nuevas evidencias estructurales, halladas principalmente en mármoles y gneises calcosilicados bandeados, representadas por pliegues en vaina, tubulares, oblicuos e intrafoliares plegados producidos por cizalla simple, permiten ajustar y simplificar las deformaciones D2 y D3, propuestas inicialmente por Martino *et al.* (1997). La deformación D2 habría estado ligada a

un período de engrosamiento cortical, con desarrollo de cabalgamientos y fuerte deformación interna no coaxial, producida por colisión. El evento D3 es esencialmente de tipo descompresivo, asociado a una extensión tectónica, donde no hay una deformación apreciable, como se había interpretado, sino una exhumación isostática tal como lo muestran las importantes texturas de descompresión halladas en metapelitas y mármoles (Martino *et al.* 1997, Guerreschi y Martino 1999).

Los objetivos de este trabajo, de acuerdo con lo expresado, son: (1) describir sucintamente la textura y la yacencia general de los mármoles y gneises calcosilicados bandeados de Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia; (2) describir e interpretar las estructuras halladas; y (3) integrar éstas a una caracterización más precisa del Estadio 1 (Martino *et al.* 1997), principalmente de la deformación principal D2 y del evento D3.

El área estudiada se ubica en la pedanía Tala Cañada del departamento Pocho (provincia de Córdoba), 120 kilómetros al oeste de la ciudad de Córdoba, accediéndose por la ex-ruta nacional N° 20. Geológicamente corresponde al bloque bajo de la falla regional que levanta la Sierra Grande y la Cumbre de Gaspar, que pone en contacto esas serranías con el extremo sudoriental del Macizo de San Carlos. El relieve general es suave, con alturas que varían entre los 1100 y 1200 m s.n.m., descendiendo hacia el valle de San Carlos-Salsacate al oeste. El paisaje está constituido por afloramientos más o menos aislados de grandes bochas, producto de



Figura 1: Mapa de ubicación general del área estudiada (en el recuadro, la Fig. 2).

la meteorización de las diatexitas, que interrumpen la abundante cubierta vegetal del monte serrano. Algunos crestones y formas lineales corresponden a las estromatitas y filones de cuarzo respectivamente.

Metodología

Se estudiaron las estructuras mediante métodos microtectónicos a escala mesoscópica (dado que éstas no son susceptibles de representación cartográfica a la escala de la Fig. 2a y mayores) tomando fotografías y midiendo datos de orientación que fueron tratados mediante red estereográfica. Se realizaron, además, cortes delgados orientados para relacionar las estructuras mesoscópicas y microscópicas. El análisis de la foliación S, regional, integrada a los datos anteriores, permitió deducir la estructura macroscópica regional. Se utiliza rumbo/buzamiento para planos y rumbo/inmersión para líneas. Los valores de rumbo son azimutales.

Reseña geológica de mármoles y gneises calcosilicatados bandeados

En general, tanto los mármoles como los gneises calcosilicatados se disponen como masas tabulares desmembradas (*cf.* Secuencia Evolutiva más adelante), intercaladas concordantemente con anatexitas (Fig. 2a).

Mármoles

Los mármoles de la región se disponen en dos fajas paralelas a la ex-ruta nacional N° 20, con rumbo este-

oeste y buzamientos al norte y sur, con valores que oscilan entre 25-35° (Fig. 2a). La faja norte, ubicada principalmente dentro de una zona de flancos buzando al sur de los pliegues mayores F3, está constituida por los distritos de Cuchi Yaco y Río Hondo, junto con los afloramientos de anfibolitas y mármoles del Mogote El Cabildo. Los afloramientos de los dos primeros distritos son anulares en planta, confundiendo en una primera aproximación con una estructura en domo y cuenca; sin embargo, se trata del efecto topográfico debido al bajo buzamiento hacia el sur que presentan los cuerpos en ese sector. La faja sur, ubicada principalmente dentro de una zona de flancos buzando al norte de los pliegues mayores F3, está integrada por el distrito Sagrada Familia, donde los afloramientos adoptan una forma más lineal, buzando hacia el norte con alto a mediano ángulo.

Como se dijo más arriba, los mármoles mantienen relaciones de concordancia con las rocas asociadas. Esas relaciones pueden observarse claramente en la región del Mogote El Cabildo, donde se reconocen intercalaciones de anatexitas, gneises, anfibolitas y mármoles, y en la región de Cuchi Yaco, donde se intercalan mármoles y diatexitas. En esos lugares es posible verificar que las foliaciones de mármoles y anatexitas son paralelas entre sí, lo que ha sido comprobado con perforaciones (Andrade 1973). En Sagrada Familia se observa la misma relación de campo general; sin embargo, localmente, sobre el río Jaime, hay claras relaciones de discordancia entre las foliaciones internas de mármoles y anatexitas.

Asociadas a los mármoles se reconocen intrusiones capa a capa de pegmatitas y granitoides tabulares, a veces desmembradas, paralelas a los bancos de mármol.

Se reconocen dos tipos generales de mármoles, forsteríticos y clinohumíticos, los que se presentan con una foliación S, grosera, paralela a la dirección de alargamiento de los cuerpos, que se materializa a escala del afloramiento por un bandeado composicional y por la orientación de los accesorios calcosilicatados, sobre los que la erosión actúa diferencialmente. Están compuestos por calcita, dolomita, forsterita y/o clinohumita. Contienen, además, espinelo, flogopita, tremolita, escaso diópsido, clinocloro y serpentina.

Las texturas son granoblásticas a porfiroclásticas, estas últimas características de los mármoles con dolomita. Frecuentemente este último mineral desarrolla una textura en manto y núcleo, producto de la trituración y recristalización perigranular, formando agregados de grano muy fino entre los porfiroclastos relictos de dolomita. Se reconoce una fuerte deformación de los granos, con extinción ondulosa, maclas y clivajes flexurados en calcita, maclado polisintético en diópsido, láminas flexuradas o con *kink-bands* y separación de clivajes en flogopita y clinocloro (Spry 1968, Kretz 1996). La foliación S, en general, está dada por la orientación preferente en la forma de algunos blastos elongados de

dolomita, calcita o forsterita, y de láminas aisladas de flogopita y clinocloro.

Gneises calcosilicáticos bandeados

Los gneises calcosilicáticos bandeados afloran también como pequeñas masas tabulares desmembradas, al igual que los mármoles, pero sin alcanzar la importancia volumétrica de éstos. Se encuentran al sur de la ex-ruta nacional N° 20 y han sido identificados hasta el momento tres cuerpos (asteriscos, Fig. 2a), uno de ellos

de más de un centenar de metros de largo que está parcialmente cubierto por sedimentos modernos. La característica más notable es un bandeo mesoscópico alternante de capas de color blanco amarillento (I) y gris verdoso (II), en corte fresco, que no sobrepasan los 5 cm de espesor. La capa (I) está compuesta por calcita + calcosilicatos (diópsido, wollastonita, escapolita, titanita) y la capa (II) por silicatos + calcosilicatos (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, diópsido, titanita). La erosión actúa diferencialmente sobre las capas (I), ricas en calcita, quedando éstas en bajorrelieve, mientras que las capas (II) sobresalen del relieve, lo que les

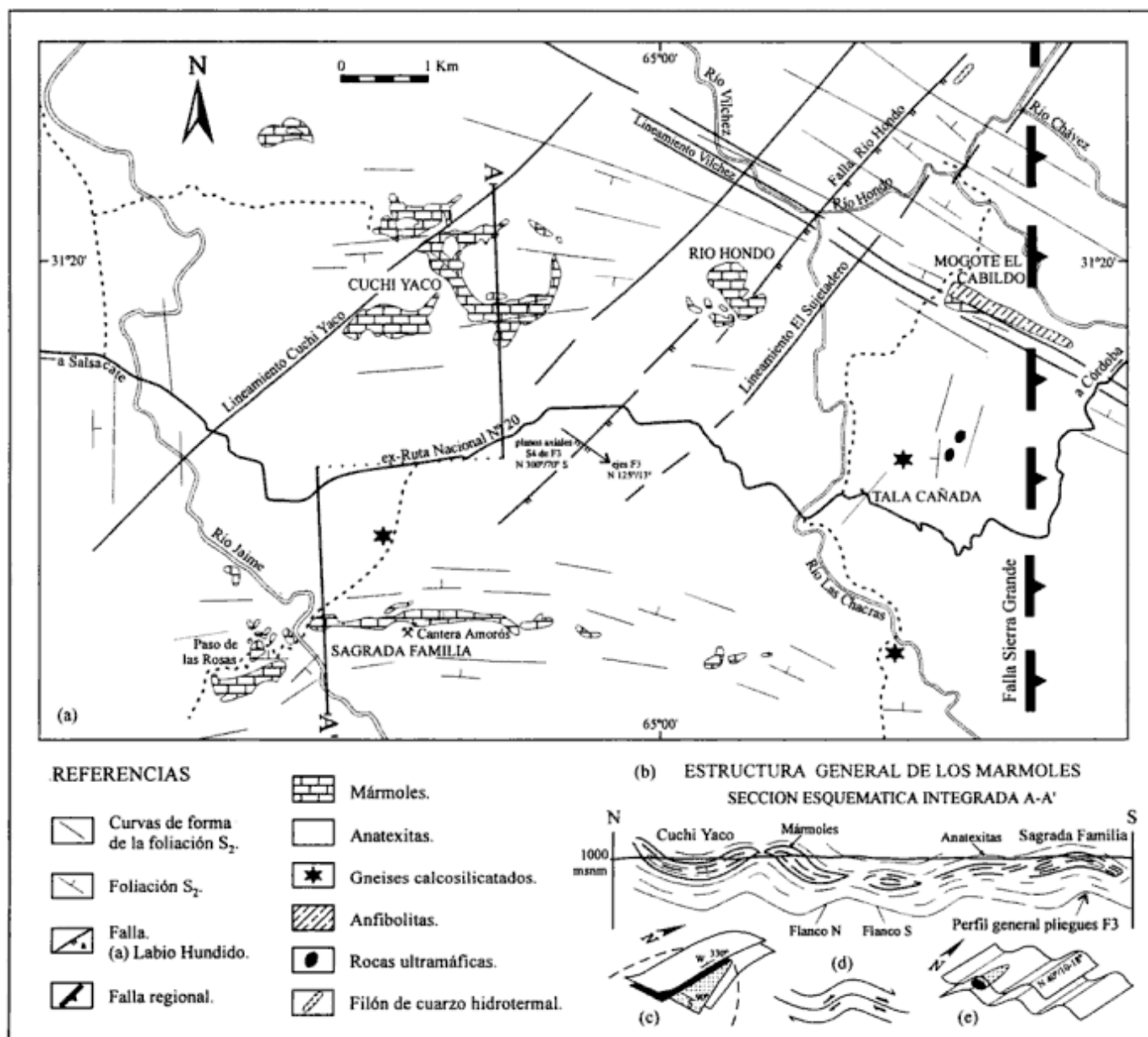


Figura 2: a, Area cartografiada en la que se muestran los principales afloramientos de mármoles contenidos en las anatexitas. Los gneises calcosilicados afloran en los lugares indicados por los asteriscos. b, Sección interpretativa A-A'. c y e, Esquemas de la estructura idealizada general de los mármoles de Cuchi-Yaco y Sagrada Familia. d, Esquema de los movimientos que han afectado a la foliación S₂ durante F2 y luego plegados por F3.

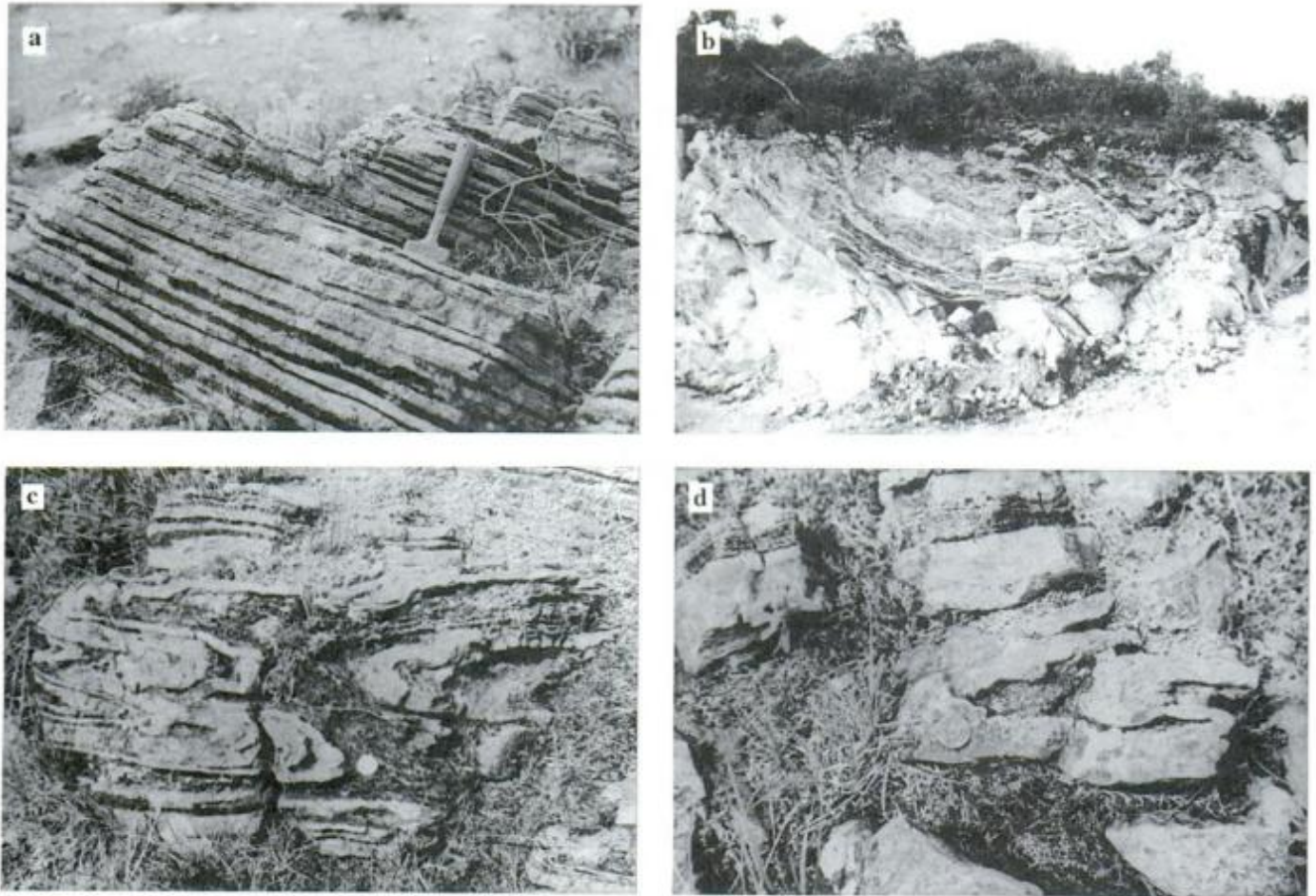


Figura 3: Fotografías de los afloramientos de gneises calcosilicados. **a**, Bandeado característico. **b**, Pliegues tubulares de la Cantera Amorós, sección ZY. **c**, Pliegues en vaina, sección ZY (ver esquema interpretativo de este pliegue en la Fig. 6a). **d**, Pliegue isoclinal replegado ZY (ver secciones de este pliegue en la Fig. 6b). Escalas: mango del martillo = 25 cm y diámetro de la moneda = 23 mm.

confiere un aspecto de hojas (Fig. 3a). Estas rocas han sido parcialmente explotadas como roca ornamental, llamada “piedra libro” por los mineros, estando su uso restringido a revestimientos de paredes.

La textura general es granoblástica de grano fino a muy fino, con orientación preferente cristalográfica y en la forma de algunos minerales. En la calcita hay orientación preferente en la forma, presentando además maclas curvadas y acunadas, paralelas y oblicuas al bandeado. El diópsido posee un maclado polisintético secundario y una orientación en la forma, con la dirección de alargamiento paralela al bandeado. Otros rasgos deformationales reconocidos son las maclas polisintéticas acunadas y curvadas en la plagioclasa, extinción ondulosa y bordes dentados en feldespato potásico. Cabe agregar que el cuarzo reconocido extingue límpidamente y se presenta generalmente en agregados granoblásticos poligonales. La wollastonita se tratará en el acápite Lineaciones (ver más adelante).

Estructura

Foliación S_1 y plegamiento macroscópico $F3$

La foliación S_1 es la estructura más conspicua reconocida a todas las escalas de observación, es de origen metamórfico y posee un azimuth predominante $N 120^\circ-140^\circ$, con fuertes variaciones locales, buzando tanto al noreste como al sudoeste con ángulos bajos. Las curvas de forma pueden detectarse de forma discontinua con fotos aéreas convencionales a través de toda el área de la Fig. 2a.

Mesoscópicamente la foliación S_1 está definida en las estromatitas por un bandeado composicional, compuesto por la alternancia de capas micáceas y capas cuarzo-feldespáticas, mientras que en las diatexitas está formada por la orientación de biotita. En los mármoles, la foliación S_1 coincide con la distribución en capas de los accesorios, mientras que en los gneises calcosilicados y anfibolitas coincide con el bandeado composicional y

distribución en capas. La foliación S₂ coincide también con los límites litológicos, principalmente de las últimas litologías mencionadas.

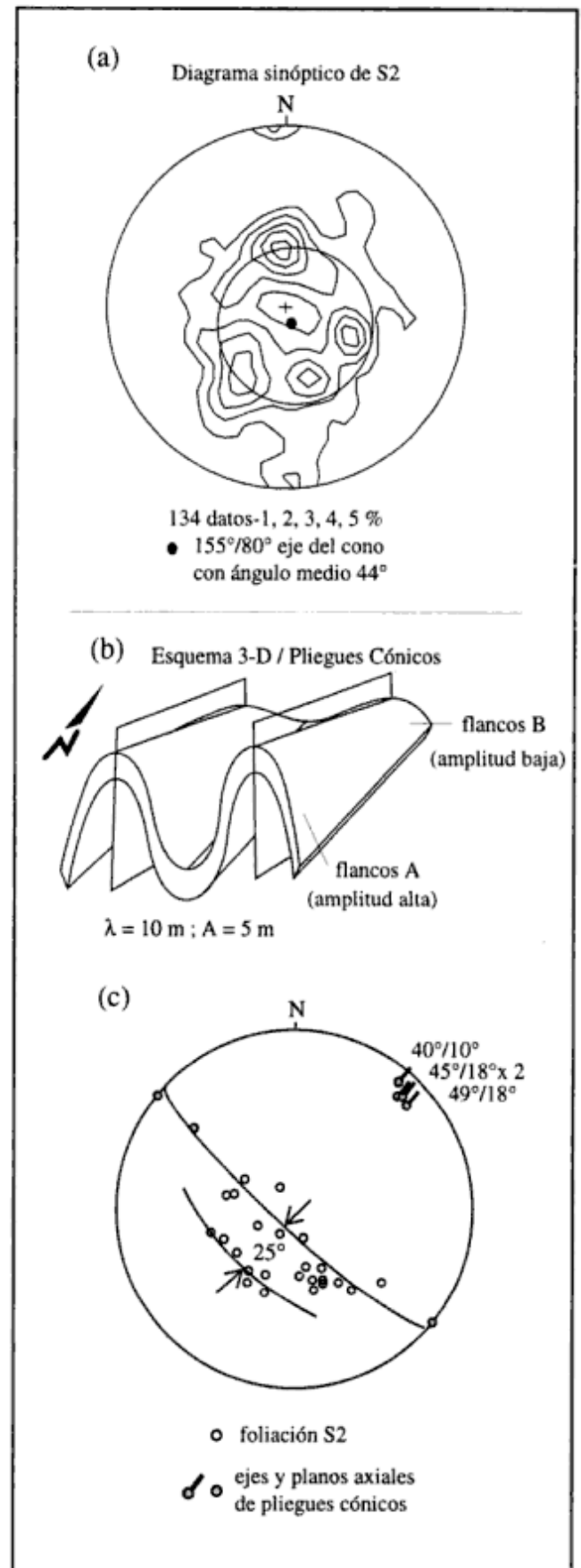
Martino *et al.* (1997) establecieron que dentro del área de Río Hondo la foliación S₂ buza en término medio 45° al noreste, pero hacia el sur y hacia el este (ex-ruta nacional N° 20 y área de Cuchi Yaco) varía, buzando 23° al sudeste para cambiar nuevamente en Sagrada Familia con valores de buzamiento de 30° hacia el noreste. Los valores del rumbo también son variables entre N 140° a N 70°, reflejándose en la dispersión de la foliación S₂ alrededor de un eje N 125°/13° (= F3). Esos hechos se interpretaron como producto de pliegues macroscópicos suaves, de baja cilindridad (ver más adelante), con inmersiones generales de los ejes con bajo ángulo hacia el este, con ángulo interflancos de 125°, suavemente asimétricos, con el flanco sur más tendido que el flanco norte (Fig. 2b), y con planos axiales S₁ orientados N 300°/70° S (cf. Martino *et al.* 1997, Fig. 6a). La sección A-A' de la Fig. 2b ha sido interpretada siguiendo esas consideraciones.

La obtención de nuevos datos de campo permite mostrar más claramente que la foliación S₂ se dispersa en una guirnalda anular con 4 máximos, según un círculo menor perteneciente a un cono con centro en N 155°/80° y ángulo medio de 40°. En el diagrama de la Fig. 4a se ve que esta distribución de los polos de S₂ refleja una geometría global con forma de domos y cuencas, que puede ser atribuida a una doble inmersión de muy bajo ángulo de los pliegues F3, lo que imprime conicidad hacia los cierres periclinales. Estos pliegues F3 estarían suavemente basculados hacia el este, por efectos posteriores relacionados con la tectónica de bloques terciaria.

Por último, se deduce que la foliación metamórfica principal pre-F3 habría sido subhorizontal, producto de una deformación no coaxial que habría desarrollado un fuerte plegamiento mesoscópico no cilíndrico, recumbente y cuyos relictos son los pliegues F2 identificados y descritos en este trabajo.

Cabe aclarar que las fábricas generales descritas aquí se han relacionado con los ejes principales de la deformación, asignándose el plano de máximo aplastamiento XY al plano de foliación S₂ y el eje de extensión máxima X a la lineación de estiramiento contenida en dicho plano (Flinn 1965, Ramsay 1977, Nicolas y Poirier 1976).

Figura 4: a, Diagrama estereográfico (hemisferio inferior de la red de Schmidt) sinóptico de la foliación S₂ con una guirnalda anular indicando una forma cómica general de dicha foliación. Esta distribución es el producto final de la superposición de los pliegues megascópicos asimétricos tardíos F3, de plano axial subvertical, sobre la foliación S₁ subhorizontal, que contiene internamente los pliegues no cilíndricos mesoscópicos mostrados en la Fig. 3. (ver discusión en el texto). b, Esquema en tres dimensiones de los pliegues cónicos y c, datos de la orientación de los mismos. La combinación en tres dimensiones con los pliegues tubulares se muestra en la Fig. 2c.



Plegamiento no cilíndrico mesoscópico F2

Se han reconocido varios tipos de pliegues en las litologías descritas previamente: pliegues cónicos y tubulares (Fig. 3b) desarrollados en mármoles, de tamaños meso a macroscópicos, y pliegues en vaina (Fig. 3c), oblicuos e intrafoliares replegados (Fig. 3d), presentes en gneises calcosilicatados, con tamaños mesoscópicos ($A = \lambda < 1$ m). Las lineaciones asociadas se encuentran presentes en ambos tipos litológicos y son paralelas a los ejes de los pliegues. A continuación se describirán cada uno de ellos.

Pliegues cónicos: Estas estructuras se hallan presentes en la zona de Sagrada Familia. Se trata de pliegues cuyo perfil muestra una geometría similar de las capas afectadas, son abiertos a cerrados y tienen amplitudes (A) de 5 m y longitudes de onda (λ) de 10 metros. A lo largo de las charnelas hay una atenuación de la amplitud, con un aumento de longitud de onda hasta llegar a constituir una suave ondulación (Fig. 4b), motivo por el cual se describen como pliegues cónicos. Los planos axiales de estas estructuras tienen rumbo N 40° y su buzamiento varía entre 90° y 60° hacia el sudeste, en tanto que los ejes oscilan entre N 40-50°, con inmersiones muy bajas hacia el noreste (10-18°). En la Fig. 4b se muestra un esquema en tres dimensiones de estos pliegues y un estereograma (Fig. 4c) con los datos de la foliación S_2 en los flancos (A: flancos normales y B: flancos atenuados), en el que se observa que el círculo máximo de dispersión de la foliación S_2 de A y B difiere en unos 25°, implicando cierto alabeo a lo largo de las charnelas (notar que los ejes medidos y calculados difieren en menos de 10°). Integrando estas observaciones se clasifica a estos pliegues como no cilíndricos planos (Turner y Weiss 1963, Williams y Chapman 1979).

Las rocas ígneas asociadas, pegmatitas formadas por $Qtz + Kfs + Ap + Bt \pm Grt \pm Tur$, están interestratificadas con los mármoles y plegadas junto con éstos. Las relaciones de estas pegmatitas son de concordancia con la foliación S_2 ; sin embargo, un borde de reacción con clinozoisita de unos pocos centímetros certifica que son predeformacionales a estos pliegues y que S_2 ya habría estado formada cuando se intruyeron, posiblemente en forma subconcordante. Otras venas extensionales de cuarzo hidrotermal son discordantes (N 80°/20° N), con texturas en peine, y cortan nítidamente a la estructura. Localmente estos pliegues están cortados también por fajas de cizalla centimétricas, con una orientación de N 15°/74° O.

Pliegues tubulares (Hansen 1971, Skjernaas 1989): Se reconocen también en los mármoles de Sagrada Familia, más precisamente en la Cantera Amorós (ver ubicación en Fig. 2a). Estos pliegues no están totalmente expuestos pero pueden ser integrados mediante la observación de dos cortes mutuamente perpendiculares en los frentes de la cantera mencionada, cuyos esquemas se muestran en las Figs. 5a y b. En la Fig. 5d se

indica la nomenclatura de los pliegues no cilíndricos usados en este trabajo, según Skjernaas (1989).

Los pliegues tubulares se presentan con un patrón elíptico, con formas concéntricas cerradas, de material pegmatítico ácido con un núcleo de mármol. Estas formas están limitadas por la foliación planar S_2 de los mármoles y rodean al patrón elíptico, disponiéndose el conjunto a modo de un ojo según la sección ZY (Fig. 3b), en el frente principal norte de la cantera de unos 40 metros de largo, con un rumbo de 130° (Fig. 5b). Una sección perpendicular al frente principal norte de la cantera (Fig. 5a), muestra un plegamiento intrafoliar muy cerrado, con una geometría tipo U que representaría la sección XZ. La foliación planar S_2 que contiene a los pliegues tubulares tiene aquí un rumbo de N 300° y un buzamiento de 30° N. No se han observado lineaciones.

Es de hacer notar que estos pliegues se identifican allí donde existe una interestratificación de materiales competentes (pegmatitas) y materiales incompetentes (mármoles). Esta última litología en solitario tiene una foliación planar muy marcada en el resto de los afloramientos.

El eje general de los pliegues tubulares, paralelo a X, es N 40° con inmersiones entre 30°- 50°. La relación Z/Y varía de 0,3 a 0,5 y su ángulo de charnela $\omega < 20^\circ$. Una interpretación en tres dimensiones se muestra en la Fig. 5c.

Si bien no ha podido observarse la relación espacial entre los pliegues cónicos y tubulares, puede intentarse una integración interpretativa en tres dimensiones tal como se muestra en la Fig. 2e, ya que ambos pliegues coexisten en distancias del orden de los 100-1000 metros. Cabe agregar que estos pliegues son un caso extremo de los pliegues en vaina, descriptos a continuación.

Pliegues en vaina, oblicuos e isoclinales replegados: Estos tipos de pliegues, designados aquí colectivamente como pliegues intrafoliares F2, se desarrollan en las capas más competentes de los gneises calcosilicatados (capas II = silicatos + calcosilicatos), descriptas más arriba (Fig. 3a).

Los pliegues en vaina (Carreras *et al.* 1977, Cobbold y Quinquis 1980) presentan en sección ZY una forma general de letra Ω aplastada e irregular, estando envueltos por una foliación más planar. Los pliegues en vaina de Sagrada Familia tienen un perfil muy irregular y complicado debido a cambios bruscos en el espesor de las capas, contrastes de competencia entre capas y replegamiento intrafoliar (Fig. 3c). Se encuentran a menudo rotos y desmembrados dentro de la foliación S_2 , generando geometrías S y Z en un corte XZ.

Los pliegues oblicuos (Passchier 1986, Passchier *et al.* 1990), llamados también transversales (Skjernaas 1989) o reclinados (Ghosh y Sengupta 1987), se presentan con geometrías fuertemente asimétricas, también de tipo S o Z, dentro de la foliación S_2 . Estos pliegues son de ma-

yor cilíndricidad que los otros dos tipos y se atenúan lateralmente decreciendo en amplitud (cf. Fig. 6a).

Los pliegues isoclinales replegados, reconocidos también en las leucosomas de las migmatitas, se presentan con geometrías análogas a un patrón de interferencia del tipo 3, con flancos paralelos entre sí, que yace concordantemente con la foliación S_2 que los contiene (Figs. 3d, 6a y 6b). Este tipo de estructuras han sido reconocidas y descritas en intrusiones diapíricas de peridotitas (Nicolas y Boudier 1975), a la misma escala que las descritas aquí, y también a escala hectométrica a kilométrica en el sistema cordillerano del oeste de América del Norte y en los Alpes occidentales, respectivamente (Malavieille y Cobb 1986, Lacassin 1987).

Conjuntamente estos pliegues intrafoliares F2 presentan un perfil fuertemente irregular (Fig. 6b). Tomando la capa competente (II) como referencia, se destaca un fuerte engrosamiento en la zona de charnela, de hasta 4 veces el espesor de los flancos, con una curvatura interna mayor que la externa ($C_i > C_e$). En el núcleo de los pliegues, las capas (I) (calcita + calcosilicatos), menos competentes, han sido estrujadas y expelidas de las zonas de charnela, produciendo en la interfase con las capas (II) digitaciones flamiformes puntiagudas con las puntas dirigidas hacia estas últimas. En los flancos los contactos entre las capas (I) y (II) son ondulados.

El perfil general del pliegue, suavizando las trazas de las capas (I) en la zona de charnela y restringiéndonos a ésta, es de la Clase 1C con las isógonas convergentes (clasificación isogonal de Ramsay 1977). Los flancos de estos pliegues son muy variables en largo y espesor, presentando engrosamientos y estrangulaciones locales (Fig. 6b). Cabe agregar que los pliegues de las capas no competentes (I) pertenecen en general a la Clase 3.

Así, tenemos alternancias de las Clases 1C y 3, según sean las capas competentes o incompetentes respectivamente. Esta alternancia morfológica refleja un mecanismo interno de plegamiento por combamiento (*buckling*) con flujo flexural interno. Este mecanismo es típico de rocas con fuerte contraste reológico, como los gneises calcosilicatados descritos en este trabajo. Comparando la composición mineralógica de las capas (I) y (II), es claramente perceptible que la presencia de calcita en las capas (I) es la principal causa del comportamiento reológico contrastado que determina la geometría del plegamiento.

Esta diferencia local del plegamiento se observa también a escala megascópica, pues es una de las características fundamentales de la región, donde se destaca el fuerte contraste reológico general entre anatexitas por un lado y mármoles + gneises calcosilicatados por el otro. Este contraste influyó profundamente en el tipo de estructuras presentes y en su grado de desarrollo. Mientras que la estructura dominante en las anatexitas es la foliación S_2 , con poco desarrollo del plega-

miento, en los gneises calcosilicatados y mármoles predomina dicha foliación S_2 , pero replegada isoclinalmente sobre sí misma. La causa más probable de este predominio de estructuras planares en las anatexitas es la

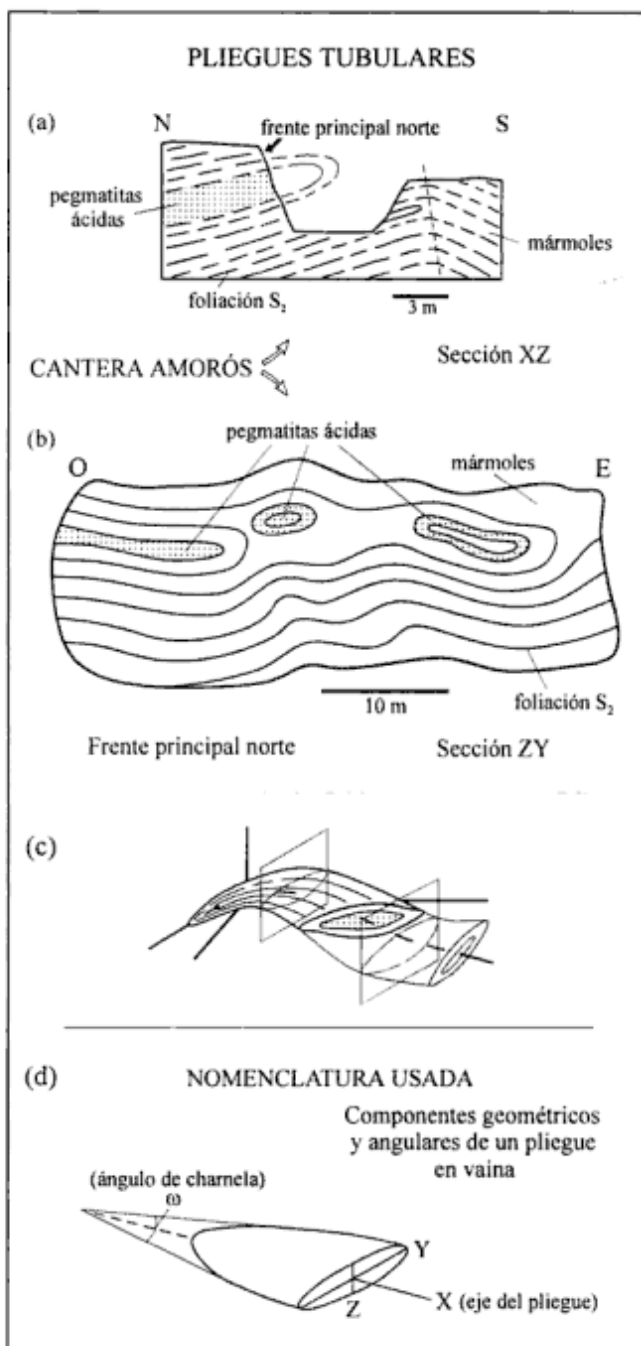


Figura 5: Pliegues tubulares de la Cantera Amorós. **a**, Corte norte-sur mostrando las secciones XZ de los pliegues, el que integrado al corte perpendicular este-oeste que muestra las secciones ZY; **b**, permiten deducir la geometría en tres dimensiones mostrada en **c**, Observar el efecto de los pliegues megascópicos F3 sobre estos pliegues F2. **d**, Nomenclatura de los pliegues en vaina, de los cuales los tubulares son un caso extremo. Se muestran el ángulo de charnela ω , el eje del pliegue y las relaciones axiales XYZ, coincidentes con los ejes cinemáticos, usadas en este trabajo en la descripción y medición de los mismos.

presencia abundante de silicatos laminares, principalmente biotita, que han dejado sólo registrado el plano de flujo.

Otro rasgo común de los pliegues intrafoliares es la orientación de las líneas de charnela, las que son paralelas entre sí y a su vez son paralelas a la lineación de estiramiento reconocida (ver más adelante y Fig. 6c). La orientación general de estos ejes F2 es N 40°-60°, debido al efecto del plegamiento macroscópico F3; los buzamientos son tanto al noreste como al sudeste, según de qué flanco de los pliegues F3 se trate. El valor medio de orientación de los ejes en la zona de Sagrada Familia tiene un rumbo de N 242°, con una inmersión de 35° en el mismo sentido. Los planos axiales son paralelos a la foliación S₁ que los contiene (Fig. 6d).

Lineaciones

Las lineaciones presentes han quedado registradas tanto en los mármoles como en los gneises calcosilicatados. Estas lineaciones son reconocidas en el terreno principalmente por el desgaste erosivo sobre los planos de foliación. En cambio, en sección delgada el fuerte recocido (*annealing*) posterior (el calor se mantuvo luego de la deformación) hace difícil reconocer qué minerales o qué tipo de agregados constituyen la lineación. Sin embargo, han quedado relictos que permiten hacer una descripción general.

En los mármoles se destacan agregados lineales, alargados según la lineación mesoscópica visible, de forsterita y clinohumita, siendo más notable la orienta-

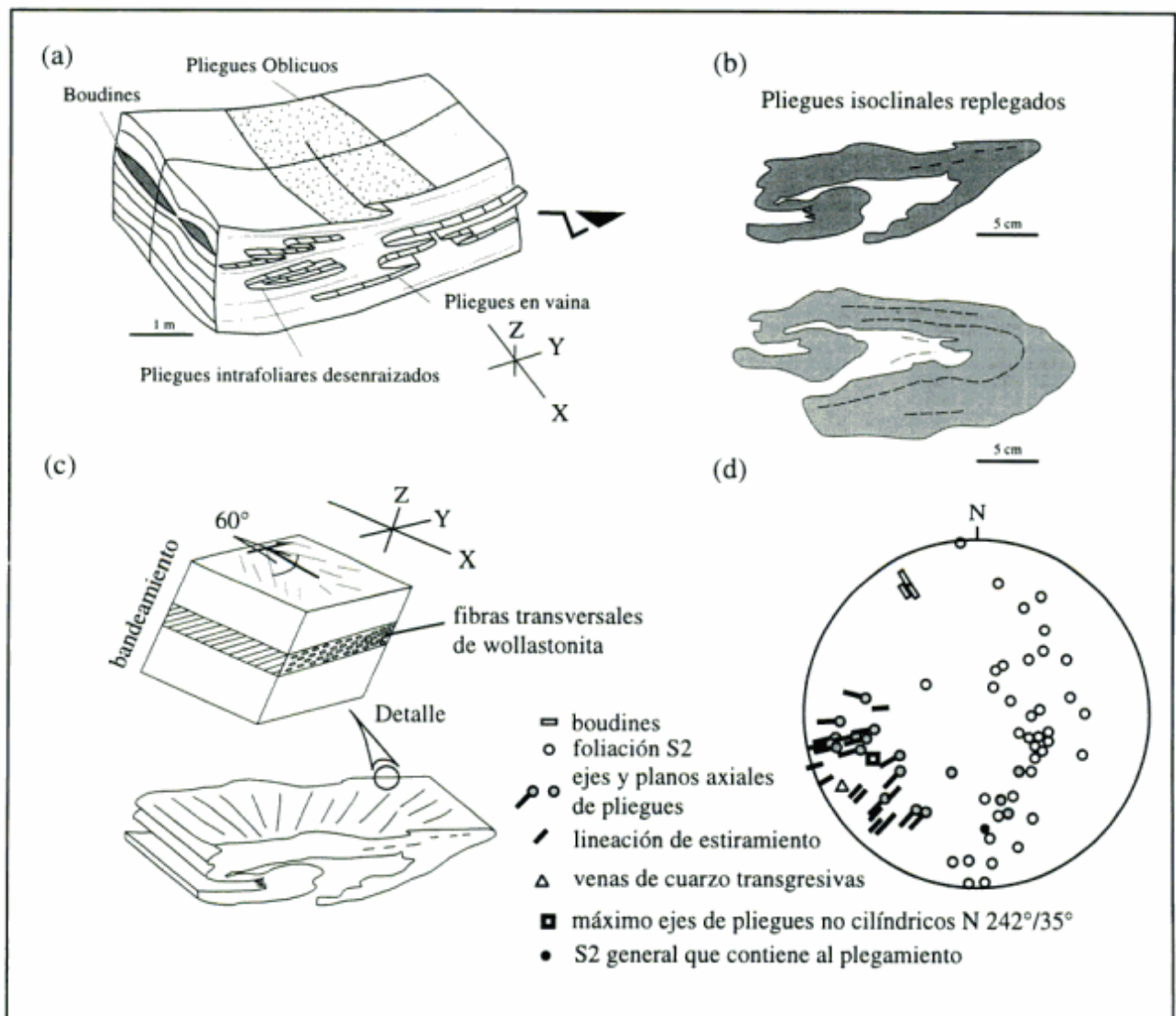


Figura 6: a, Esquema de integración de los pliegues no cilíndricos reconocidos en este trabajo, y que se muestran, excepto los oblicuos, en las fotografías de la Fig. 3. XYZ = ejes cinemáticos. b, Dos secciones perpendiculares al eje del pliegue, a quince centímetros de distancia una de otra, mostrando el perfil de los mismos. La capa sombreada es la que sobresale en las fotografías de la Fig. 3 y pertenece a las capas (II) de los gneises calcosilicatados. Esta morfología es ilustrativa de todos los pliegues no cilíndricos descritos, excepto los tubulares. c, Relaciones espaciales de la lineación de estiramiento en la wollastonita. Ver texto. d, Datos de orientación de los pliegues no cilíndricos hallados en los gneises calcosilicatados.

ción del primer mineral, a veces resaltado por la serpentización posterior.

En los gneises calcosilicatados, el mineral orientado que tiene expresión mesoscópica es la wollastonita, la que se presenta como agregados fibrosos alargados intercrecidos con diópsido.

Estos agregados tienen una distribución tridimensional compleja y se pueden describir de dos formas, que presentan distintas orientaciones visibles con respecto a la foliación S_2 y según la sección considerada (Fig. 6c): en una sección XY, cuando yacen sobre los planos de foliación S_2 , se presentan alargados según la lineación o formando ángulos de cabeceo de aproximadamente 30° hacia ambos lados de ésta; en una sección XZ, se disponen en forma oblicua a S_2 con ángulos bajos de aproximadamente 30° . En la sección ZY las fibras se disponen transversalmente.

Otro aspecto de las lineaciones de wollastonita se presenta en los pliegues intrafoliares, cuando pueden observarse la zona de charnela y los flancos expuestos por desgaste erosivo (Fig. 6c). Cerca de la zona de charnela la lineación es paralela a la misma, mientras que hacia los flancos se hace oblicua primero para tornarse nuevamente paralela a la charnela. En el diagrama estereográfico de la Fig. 6d puede verse en conjunto la relación de dispersión entre los ejes de pliegues y las lineaciones.

El plegamiento posterior F3 afectó la orientación de la lineación, cuyos valores generales tienen un rumbo de $N 40^\circ$, con inmersiones tanto al noreste como al suroeste, según el flanco de los pliegues mayores F3 donde se hayan realizado las mediciones. En los gneises calcosilicatados los datos fueron medidos principalmente en un flanco mayor, con buzamiento suave hacia el sur, por lo que los valores de inmersión mostrados en la Fig. 6d son en el mismo sentido.

Indicadores cinemáticos

Los indicadores cinemáticos hallados son escasos, debido a la fuerte recrystalización posterior a la deformación principal que habría modificado severamente las texturas previas de las rocas, las que, en general, resultaron granoblásticas por este proceso. Sin embargo, es posible observar relictos con rasgos de asimetría que indican aspectos cinemáticos locales que se pueden extrapolar a toda la región. Las observaciones se hicieron sobre el plano de movimiento en secciones XZ, orientadas paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación.

Entre los rasgos asimétricos más comunes y a escala microscópica, se reconoce la orientación preferente en la forma de la calcita, la que posee además el maclado paralelo al alargamiento. Estas maclas están curvadas y acunadas, presentando, a veces, una forma sigmoidal. Ambos rasgos son oblicuos a la foliación S_2 con un ángulo agudo de 25° - 30° . La plagioclasa muestra caracterís-

ticas similares, salvo orientación preferente en la forma, ya que se dispone con sus maclas polisintéticas muy acunadas, oblicuamente a S_2 . La wollastonita también tiene una orientación preferente de la forma, con cristales cuya dirección de alargamiento es oblicua a la foliación S_2 (ver más arriba Lineaciones). Otro mineral que se encuentra orientado es el diópsido, con la dirección de alargamiento y el maclado paralelos a la foliación S_2 .

Estos rasgos son asimilables conjuntamente a una fábrica del tipo S-C pero de naturaleza relictica, la que indicaría movimientos locales inversos (en el entorno de la muestra). Por otro lado, se arriba a la misma conclusión estudiando estromatitas que presentan sus granates rotados en una matriz cuarzo-feldespática con biotita. La simetría global de granates + matriz es la de un porfido-clasto tipo σ . Este conjunto también está recrystalizado posteriormente, por lo que su geometría es relictica.

Es necesario aclarar aquí que todas estas muestras han sido tomadas en los flancos norte (cortos) de los pliegues mayores F3, por lo que esta relación se invierte en los flancos sur (largos) de dicho plegamiento, pero conjuntamente indican movimientos globales presumiblemente inversos, aunque se desconoce la orientación precisa de la foliación S_2 previa al plegamiento (Fig. 2d) deducida aquí como 'subhorizontal'.

Resumiendo, las lineaciones descriptas y los indicadores cinemáticos indican una dirección de transporte tectónico para la región de $N 40^\circ$, con un componente probablemente inverso deducido del pico metamórfico que indicaría un engrosamiento cortical. Teniendo en cuenta esta característica y hasta tanto se disponga de más datos que corroboren esta interpretación, el sentido de apilamiento/engrosamiento habría sido hacia el sudoeste, con movimiento del techo en ese sentido. Esta deducción es consistente con la observación de que el metamorfismo crece hacia el este en las Sierras Pampeanas de Córdoba. Tectónicamente dicho engrosamiento se debería al cabalgamiento de las unidades metamórficas de grado más alto por encima de las de grado más bajo (Gordillo 1984, Martino *et al.* 1995, Kraemer *et al.* 1995, Baldo *et al.* 1996).

Fallamiento dúctil S_2

En el cauce del río Jaime, a la altura en que éste corta a los mármoles de Sagrada Familia, se reconoce un fallamiento conjugado que se nuclea en el contacto entre xenolitos de gneises y las anatexitas que los rodean. El rumbo y buzamiento de estas fallas S_2 es $N 330^\circ/54^\circ$ NE y $N 10^\circ/54^\circ$ O, siendo directo su desplazamiento relativo (Fig. 7, Etapa 1, S_2). Estas fallas que cortan con alto ángulo a la foliación S_2 se asignan a una extensión paralela a dicha foliación. Cabe destacar que este fenómeno extensional tiene un registro estructural muy poco desarrollado.

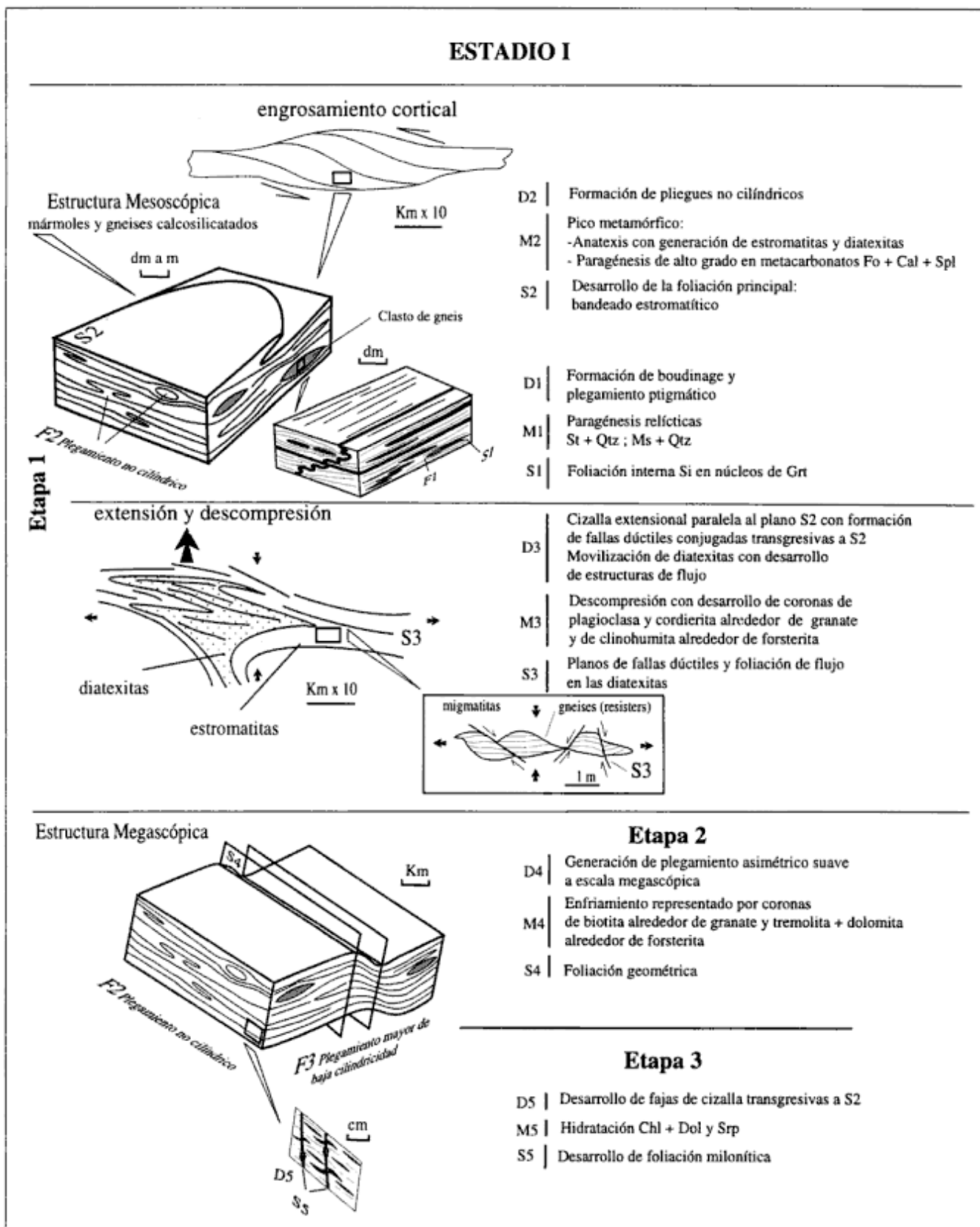


Figura 7: Esquema evolutivo del Estadio I (Proterozoico tardío-Paleozoico temprano) de la evolución deformacional del Macizo de San Carlos. Ver detalles en el texto.

Discusión

En la estructura profunda de los orógenos se reconocen diversos patrones de plegamiento superpuesto que han sido descritos en la bibliografía como figuras de interferencia. Entre estos patrones, los de Tipo 1 (domo y cuenca) y 3 (pliegues plegados coaxiales) son productos comunes (Ramsay 1977, Ramsay y Huber 1987). La interpretación clásica considera a estos patrones como el resultado de deformaciones superpuestas y distintas asimilables a fases de deformación (Ramsay 1977, Cap. 10).

Sin embargo, dichos patrones también han sido reconocidos en zonas de cizalla dúctil y, dada la naturaleza de esas zonas, dicho plegamiento, si bien puede describirse como superpuesto desde un punto de vista geométrico, no lo es desde un punto de vista genético, atribuyéndose comúnmente a una deformación progresiva en un régimen de cizalla simple (Ramsay 1980, Brun y Choukroune 1981, Bell y Hammond 1984, Ghosh y Sengupta 1987). Esa deformación progresiva retrabajó continuamente las foliaciones, plegándolas y, a su vez, replegó esos pliegues, formados inicialmente por inestabilidades mecánicas debidas a irregularidades previas tales como presencia de clastos, protuberancias, velocidades diferenciales del flujo locales, entre otras causas, bajo una intensa deformación no coaxial (Ramsay 1980, Cobbold y Quinquis 1980). En esas zonas de intensa deformación no coaxial se constata la presencia de pliegues isoclinales intrafoliares con formas de U, S, Z y pliegues que en sección tienen la forma de una letra Ω o de un ojo, rodeados por foliación no plegada (*eyed folds*, Nicholson 1963). Una lineación de estiramiento bien desarrollada se asocia comúnmente a dicho plegamiento. Las charnelas de los pliegues son desde paralelas hasta perpendiculares a la lineación, si bien predominan las primeras, siendo sus planos axiales paralelos a la foliación. Estos pliegues son en general de naturaleza pasiva, es decir, las capas han sido rotadas hacia la dirección del transporte tectónico representada por la lineación, coincidente con la dirección del flujo plástico. Estos pliegues fueron reproducidos experimentalmente para condiciones de intensa deformación no coaxial para valores muy altos de $\gamma > 10$ (Cobbold y Quinquis 1980).

Confrontando las características geométricas y genéticas apuntadas con las descritas más arriba para el plegamiento F3, puede verse que ambas son equiparables, excepto que la deformación no coaxial no está localizada sino que es penetrativa a toda la escala del Macizo de San Carlos, una región con una extensión areal de más de 1000 km² de corteza profunda de edad proterozoica tardía-paleozoica temprana. Otra diferencia es que el plegamiento en los gneises calcosilicatados es activo, debido a que las diferentes propiedades reológicas de las capas (I) y (II) influyen en la geometría del plegamiento; en estos casos la deformación es heterogénea e inestable (Cobbold y Quinquis 1980), ca-

racterística que también se ajusta a la variedad de lineaciones y geometrías de plegamiento descritas aquí para los gneises mencionados.

El carácter penetrativo de esta deformación no coaxial indicaría una tectónica tangencial importante, que estaría relacionada al mecanismo por el cual la corteza de esta parte de las Sierras Pampeanas fue engrosada. De acuerdo con las evidencias petrológicas y estructurales observadas, dicho fenómeno se habría producido por un apilamiento de escamas corticales provocado por cabalgamientos, con una fuerte deformación interna concomitante de las escamas. La interpretación propuesta es consistente con las características de engrosamiento que sufre un orógeno colisional.

Secuencia evolutiva

En un trabajo anterior, Martino *et al.* (1997) propusieron un ordenamiento evolutivo en dos grandes estadios: un Estadio 1, de edad proterozoica tardía a paleozoica temprana, relacionado con metamorfismo y deformación dúctil, y un Estadio 2, de edad paleozoica tardía a mesozoica, que afectó a litologías ya rígidas que se deformaron de manera frágil. A continuación se detallará el Estadio 1, con sus tres etapas, precisando particularmente la deformación D2 (Fig. 7). Cabe agregar que los aspectos petrológicos de las anatexitas del área han sido tratados en el trabajo citado al principio de este párrafo, mientras que aquéllos de los mármoles se tratan en (Guereschi y Martino 1999).

Etapa 1

Tanto desde el punto de vista petrológico como estructural, se reconoce en la región un evento metamórfico y deformacional inicial M1-D1, que estaría representado por una foliación S₁ plegada intrafoliarmente (pliegues F1), con geometrías en U, y paragénesis relícticas de grado medio dadas por St + Qtz y Ms + Qtz. La foliación relíctica S₁ también se encuentra representada en la foliación interna de poiquiloblastos de granate.

Posteriormente, se habría formado la foliación principal S₂, subhorizontal, la que sería concomitante con el metamorfismo principal de la región M2, durante el cual se habría producido anatexis con generación de estromatitas y diatexitas en rocas de derivación pelítica, y paragénesis de alto grado en mármoles y gneises calcosilicatados.

La foliación S₂ posee una importante deformación posmetamórfica en condiciones de alta plasticidad, la que habría producido un intenso plegamiento no cilíndrico, a escala mesoscópica, registrado principalmente en los mármoles y gneises calcosilicatados, en el que se

han reconocido pliegues cónicos, tubulares, en vaina, oblicuos e isoclinales replegados. A escala macroscópica esta deformación D2 habría producido el boudinage de las unidades litológicas más competentes dentro de las más incompetentes. Por este motivo, tanto los mármoles como los gneises calcosilicatados yacen a su vez desmembrados dentro de las anatexitas del área.

La geometría de los pliegues mencionados y su génesis producida en un régimen de cizalla simple, tal como se discutió más arriba, permiten asignarlos a una etapa de engrosamiento cortical, ligado a un evento cizallante penetrativo a la misma escala, producido por colisión.

El escaso registro de esta deformación en las rocas de composición pelítica se debería a que en ellas no existen contrastes reológicos importantes, como los que se reconocen en los mármoles y en los gneises calcosilicatados, excepto en las estromatitas que presentan sus leucosomas deformados con el mismo estilo pero con un desarrollo menor.

A posteriori, se habría producido un evento descompresivo M3 registrado en toda el área por medio de las texturas en corona desarrolladas por retrogradación de granate a plagioclasa y cordierita y de forsterita a clinohumita. Previamente, se habían asignado los pliegues asimétricos intrafoliares, con geometrías S y Z, desarrollados en los leucosomas de las estromatitas, a la deformación D3 asociada al evento M3. Sin embargo, las nuevas evidencias halladas permiten reasignar ese plegamiento a la fase de deformación D2, mientras que las fallas dúctiles S₁ que cortan con bajo ángulo a S₂, descritas en este trabajo, serían la única evidencia estructural del evento extensional D3. Este evento habría provocado la exhumación de esta parte de la corteza en condiciones cuasi-estáticas, durante una etapa de extensión y alzamiento poscolisional, tal como lo indica la preservación de las delicadas estructuras en corona.

Etapa 2

Los pliegues F1 + F2 habrían sido afectados posteriormente por un plegamiento asimétrico suave F3, a escala megascópica, con ejes inmersos hacia el este y planos axiales S₁ con rumbo noreste-sudoeste y buzantes al sur. Este evento deformacional tardío, denominado D4, no generó foliaciones metamórficas pero habría estado acompañado por enfriamiento (M4), registrado por las coronas de biotita alrededor de granate en las antexitas y por las coronas de tremolita + dolomita alrededor de forsterita en los mármoles.

Etapa 3

Durante esta etapa, la deformación compresiva loca-

lizada produjo milonitización en fajas de cizalla S, de escala centimétrica con una orientación N 0-5°/40-50° E. Esta etapa compresiva D5 se asocia tentativamente con el ascenso y cabalgamiento de bloques, acompañados por hidratación (M5).

Conclusiones

Nuevas evidencias estructurales, halladas principalmente en mármoles y gneises calcosilicatados bandeados, representadas por pliegues no cilíndricos producidos por una intensa deformación no coaxial, permiten ajustar y simplificar las deformaciones D2 y D3, propuestas inicialmente por Martino *et al.* (1997).

La deformación D2 habría estado ligada a un período de engrosamiento cortical, con desarrollo de cabalgamientos y fuerte deformación interna no coaxial de las escamas cabalgadas producida por colisión. El sentido de apilamiento/engrosamiento habría sido hacia el sudoeste, con movimiento del techo en ese sentido, según se deduce de las lineaciones e indicadores cinemáticos. Esta deducción es consistente con el crecimiento del metamorfismo hacia el este, atribuido al cabalgamiento de las unidades metamórficas de grado más alto por encima de las de grado más bajo.

El evento D3 se considera de tipo descompresivo, asociado a una extensión tectónica, donde no hay una deformación apreciable, como se había interpretado, sino una exhumación isostática, tal como lo muestran las importantes texturas de descompresión halladas en metapelitas y mármoles (Martino *et al.* 1997, Guerreschi y Martino 1999).

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los Proyectos A.I.F. N° 3811/95-CONICOR y PIP 4879/97-CONICET. Se agradece a la Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba el apoyo prestado a través de Aldo Bonalumi, quien gestionó el préstamo del vehículo utilizado en las campañas. A M. Fasola y M. Gozalvez se les agradece la ayuda prestada en el laboratorio de petrografía. Se agradecen también los comentarios de los árbitros de la Revista, Silvia Japas y Armando Massabié.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andrade, M., 1973. Mármoles de Cuchi Yaco. Parcela Petrone. Biblioteca de la Dirección de Minería, 5 p. y mapas, Córdoba. (Inédito.)
- Baldo, E.G., Demange, M. y Martino, R.D., 1996. The evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics* 267: 121-142.

- Bell, T.H. y Hammond, R.L., 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*, 92: 667-686.
- Brun, J.-P. y Choukroune, P., 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 23 (3): 177-193.
- Carreras, J., Estrada, A. y White, S., 1977. The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39: 3-24.
- Cobbold, P. y Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126.
- Flinn, D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geological Magazine*, 102: 36-45.
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín Academia Nacional de Ciencias* 53(1-2): 3-44, Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40, Córdoba.
- Ghosh, S.K. y Sengupta, S., 1987. Progressive development of structures in a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*, 9: 277-287.
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 1999. Los mármoles de alto grado del Macizo de San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (1): 36-46
- Hansen, E., 1971. *Strain facies*. Springer-Verlag, 207 p., New York.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32°40' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 47-59.
- Kretz, R., 1996. Graphite deformation in marble and mylonitic marble, Grenville Province, Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 399-412.
- Lacassin, R., 1987. Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa nappe, western Alps. *Tectonics*, 6: 69-88.
- Malavieille, J. y Cobb, F., 1986. Cinématique des déformations ductiles dans trois massifs métamorphiques de l'Ouest des États-Unis: Albion (Idaho), Raft River and Grouse Creek (Utah). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8e série, 6: 885-898.
- Martino, R.D., Kraemer, P.E., Escayola, M.P., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 60-77.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J., 1997. Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 433-450.
- Nicholson, R., 1963. Eyed folds and interference patterns in the Sokumfjell Marble Group, Northern Norway. *Geological Magazine*, 100: 59-68
- Nicolas, A. y Boudier, 1975. Kinematic interpretation of folds in Alpine-type peridotites. *Tectonophysics*, 25: 233-260.
- Nicolas, A. y Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley-Interscience, 444 p., New York.
- Passchier, C.W., 1986. Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors. *Geologie en Mijnbouw*, 65: 167-176.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. y Kröner, A., 1990. Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer-Verlag, 150 p., New York.
- Ramsay, J.G., 1977. *Plegamiento y fracturación de rocas*. Ed. Blume, 590 p., Barcelona.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2: 83-89.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology, Volumen 2: Folds and fractures*. Academic Press, 700 p., London.
- Skjernaas, L., 1989. Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from Grapesvare area, northern Sweden. *Journal of Structural Geology*, 11: 689-703.
- Spry, A., 1968. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 350 p., Oxford.
- Turner, F.J. y Weiss, L.E., 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Mc Graw-Hill, 545 p., New York.
- Williams, G.D. y Chapman, T.J., 1979. The geometrical classification of noncylindrical folds. *Journal of Structural Geology* 1: 181-185.

Recibido: 30 de abril, 1998

Aceptado: 7 de mayo, 1999

Estudio petrográfico-microestructural sobre las rocas metamórficas félsicas e intermedias del sector nororiental del basamento de Tandilia

Sergio H. DELPINO¹ y Jorge A. DRISTAS^{1,2}

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

²Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires

ABSTRACT. *Petrographic-microstructural study on the felsic and intermediate metamorphic rocks from the northeastern portion of Tandilia Basement.* A detailed petrographic-microstructural study was carried out on basement rocks from the northeastern sector of Tandilia, Balcarce, Argentina. Only felsic and intermediate metamorphic rocks consisting of gneisses, granulites, migmatites and pegmatitic segregates, were analyzed. Special emphasis was given to blastogenic patterns, synantetic and symplectic intergrowths, parablasic growths and deformation and replacements textures, in order to understand the evolutionary history of the metamorphosed rocks. The sequence of blastogenic formation points to the tonalitic gneisses as the protolith from which, all of the other lithological varieties developed. Precursor tonalitic gneisses are composed of the association Qtz+Bt+Pl+Grt, plus accessories Ap+Zr. This association constitutes the partially preserved relictic palaeosome in migmatites and forms the base paragenesis in granulites from which anhydrous associations, Opx±Cpx+Grt, plus locally Amp, were developed. Migmatites, pegmatitic segregates and granulites, are the result of the increment of metamorphic conditions and represent interrelated progressive events. Migmatites and pegmatites are products of anatexis and add new mineral phases as a result of incongruent reactions, constituting Qtz+Kfs leucosomes and Grt(Amp) melanosomes. Granulites are scarce, occur always as small bodies within migmatites, and represent anatexis restites. Field and petrographic observations, suggest that the beginning of partial anatexis occurred synchronously with the second deformational event F₂ (Teruggi *et al.* 1974) within the Transamazonian Cycle, with F₂ outlasting, at least in part, the final crystallization of neosomes.

Introducción

La evolución dinámica de las cadenas orogénicas puede ser interpretada a la luz de las trayectorias P-T-t o P-T-t-d. La determinación de las probables trayectorias requiere del entendimiento de los procesos tectono-metamórficos regionales que acompañan la construcción de la cadena montañosa.

Entre las técnicas más corrientemente usadas para deducir porciones de tales trayectorias pueden mencionarse entre otras: 1) análisis petrográfico-microestructural; 2) termobarometría; 3) inclusiones fluidas; 4) datado radimétrico; 5) evolución geoquímica de especies minerales y rocas; 6) aplicaciones termodinámicas y 7) modelado numérico.

De las técnicas enumeradas precedentemente, el análisis petrográfico-microestructural constituye ineludiblemente el punto de partida y sienta las bases para la aplicación de las restantes técnicas. Dado que el origen de las rocas y la evolución de sus fábricas deben ser definidos tan ampliamente como sea posible, el análisis petrográfico debe tender al reconocimiento de tantos patrones de crecimiento cristaloblástico como sea posible y considerar los procesos responsables de tales patrones.

La relación "mineral a mineral", en la medida en que pueda ser determinada en base al análisis textural, contribuirá al ordenamiento temporal de los sucesivos crecimientos blastogénicos, es decir, al establecimiento de la secuencia cristaloblástica (Augustithis 1985 y referencias). Por ello, la esencia de este trabajo consiste en poner especial énfasis y ocuparse minuciosamente de esta temática.

Resulta importante destacar en este punto que, en contraste con el concepto de series cristaloblásticas (Harker 1950, en Augustithis 1985), que implica crecimiento simultáneo de minerales en sistemas cerrados en completo estado de equilibrio, en donde la idea de fuerzas de cristalización relativas (Becke 1903, en Augustithis 1985) de las especies en equilibrio constituye un factor fundamental, el concepto de secuencias cristaloblásticas no implica necesariamente estado de equilibrio. Bajo este precepto, el desequilibrio textural y composicional, reconocible en la escala de una sección delgada, preservará posiblemente parte de la historia de reacciones metamórficas progresivas y regresivas (Harley 1989; Brown 1993; Srogi *et al.* 1993).

Aún bajo la premisa de que los desequilibrios químicos y mineralógicos resultan factores fundamentales en el análisis evolutivo de las rocas metamórficas, re-

sulta de suma importancia el reconocimiento de asociaciones paragenéticas que puedan representar estados temporales de equilibrio sobreimpuestas en rocas con desequilibrio global, que permitan acotar puntos específicos de la trayectoria mediante la aplicación de otras técnicas.

Conviene considerar además, que cada evento cristalo-blastístico o asociación mineral, podría estar relacionado y ser dependiente de un evento tectonogenético que provee las soluciones para el crecimiento, o causa este crecimiento como resultado de mobilizaciones topometasomáticas (Drescher-Kaden 1982). Así, cada evento blastogénico representaría una mobilización metasomática o topometasomática (Augustithis 1985).

Sobre la base de los conceptos enumerados precedentemente, este trabajo pretende realizar un estudio petrográfico-microestructural de detalle que permita definir la secuencia de cristalización de especies y asociaciones minerales. El establecimiento de secuencias de cristalización, comenzando con el protolito preservado o transformado dentro de límites reconocibles, permitirá sentar las bases para el entendimiento de la historia evolutiva del área objeto de estudio.

Se describen para cada uno de los componentes mineralógicos esenciales en cada tipo litológico establecido, los patrones de crecimiento blastogénicos, deformaciones intra e intercristalinas y texturas de reemplazo. Se realiza una interpretación de las características y procesos observados en cada ente litológico por separado. Finalmente, se efectúa un análisis integral y comparativo de las diferentes litologías con el fin de establecer la evolución del conjunto. Este tipo de análisis permitirá obtener el máximo de información objetiva, establecer similitudes y diferencias y analizar las interrelaciones con criterio evolutivo.

Geología del área-Antecedentes

El primer estudio referente a la geología de la región de Balcarce, que incluye análisis petrográficos de las rocas del basamento cristalino, pertenece a Teruggi *et al.* (1962). Estos autores encuentran que el basamento de la porción nororiental de las Sierras Septentrionales se asemeja al de las Sierras de Azul y Tandil (Villar Fabre 1955, 1957; Teruggi *et al.* 1958), pero se diferencia esencialmente por poseer litologías que evidencian un grado metamórfico mayor y porque además de migmatitas y rocas granitoides, hay rocas que preservan sus identidades típicamente metamórficas como gneises granatíferos, anfibolitas y mármoles. La estructura de la región fue considerada por Teruggi *et al.* (1974). Estos autores establecen la correspondencia de los tres dominios tectónicos hallados en la región de Balcarce con los caracterizados para la Sierras de Tandil (Teruggi *et al.* 1973). De acuerdo a Teruggi y Kilmurray (1975) las diferencias más notorias son: el mayor grado

metamórfico alcanzado por las rocas que caracterizan al dominio A (E-O), que en la región de Tandil sólo alcanza la facies de esquistos verdes mientras que en la región de Balcarce llega a la facies de anfibolitas almandínicas transicional a facies de granulitas; un escaso desarrollo del dominio C (NO-SE); el predominio de las estructuras que caracterizan al dominio B (ENE-OSO) también con un metamorfismo acompañante de mayor grado, esquistos verdes en Tandil, anfibolitas almandínicas en Balcarce. Las tres fases deformacionales asociadas al desarrollo de los dominios citados han sido acotadas en el tiempo mediante edades radiométricas (Cazeneuve 1967; Stipanovic y Linares 1969; Halpern y Linares 1970; Teruggi *et al.* 1973, 1974; Dalla Salda 1975). De acuerdo a Teruggi y Kilmurray (1975) la fase deformacional F1 comprendería al lapso entre los 2200 y 1800 M.a., la fase F2 entre los 1870 y 1700 M.a. y la fase F3 entre los 1600 y 1400 M.a. Las dataciones de rocas del área de estudio comprenden el lapso entre los 1700 ± 50 y 2150 ± 60 M.a. (Teruggi *et al.* 1974) y corresponderían al Ciclo Transamazoniano (Stipanovic y Linares 1969).

Localidades de estudio

El sector de estudio está ubicado en la parte central del área que Teruggi y Kilmurray (1980) denominaron Sector Oriental "C", Sierras de Lobería, Balcarce y Mar del Plata. Se han seleccionado dos localidades consideradas de interés crítico: 1. Punta Tota, Sierra de Bachicha; 2. Cerro El Triunfo, Balcarce (Fig. 1).

1. La localidad de Punta Tota se caracteriza por una gran variedad litológica y por presentar un perfil claramente diferenciable petrológica y estructuralmente en dos sectores. Considerando una sección NE-SO:

a) los afloramientos de menor cota situados hacia el extremo SO del perfil están compuestos por migmatitas tenaces, de color gris, con gran profusión de segregados, predominantemente con aspecto pegmatítico, y escasos relictos de granulitas foliadas mesocráticas. Por sectores las rocas del basamento adquieren una coloración ocre, se vuelven deleznable y incluyen de tanto en tanto relictos elipsoidales de migmatitas tenaces.

b) la porción superior del perfil presenta una sucesión que comienza desde la base con migmatitas tenaces con características similares a las descritas en la parte inferior. Sobreyaciendo a las migmatitas y hacia niveles topográficos superiores, aparecen a través de un pasaje gradual gneises biotítico-granatíferos. Hacia el tercio superior de los gneises, también a través de contactos graduales, hay una intercalación de migmatitas anfibólico-granatíferas sobre las cuales reaparecen los gneises biotítico-granatíferos. Sobre estos últimos yace un espeso manto estratiforme de anfibolitas que corona la secuencia basamental. Las anfibolitas presentan intercalaciones de delgadas capas de hasta 2

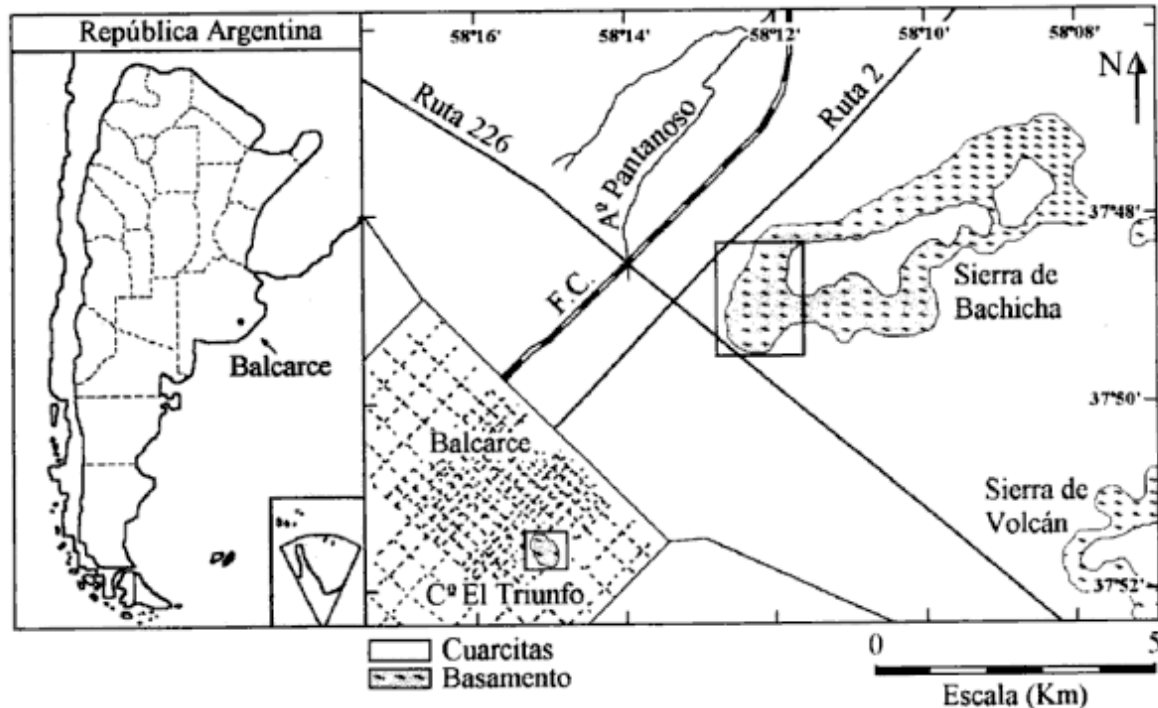


Figura 1: Mapa de ubicación. Los rectángulos indican las localidades de estudio.

metros de espesor de un mármol dolomítico, intensamente reemplazado y bordeado por mineralogía de skarn. Asimismo, pueden observarse venas y cuerpos discordantes y lentes concordantes de pegmatitas intruyendo a las anfibolitas y mármoles. Sobre la secuencia de rocas del basamento, se apoya en discordancia un espeso paquete de cuarcitas subhorizontales que le confieren la fisonomía plana que caracteriza a la Sierra de Bachicha.

2. El Cerro El Triunfo es una pequeña elevación que no supera los 500 metros de diámetro, de reducida altitud y muy pobre en afloramientos naturales, debido esencialmente a la cubierta moderna y a la vegetación. Sin embargo la presencia de dos grandes canteras y otros destapes pequeños, permite reconocer algunos de sus rasgos geológicos. Un muestreo de detalle denota una gran variedad composicional y textural, aún en cortos trechos, y muy frecuentemente a través de pasajes graduales. Se han reconocido granulitas migmatíticas con ortopiroxeno, migmatitas anfibólicas con segregados pegmatíticos asociados, y anfibolitas. Las características esencialmente diferentes con los afloramientos descritos para la Sierra de Bachicha son: no han sido reconocidos gneises propiamente dichos sino que todas son rocas migmatíticas. Preservan un aspecto eminentemente gnéisico cuando la migmatización es incipiente y llegan a constituir texturas nebulíticas cuando la proporción de neosomas supera ampliamente a los remanentes de paleosoma; las pegmatitas son todas anfibólico-granatíferas no hallándose las puramente granatíferas; no se han observado granulitas de

dos piroxenos sino granulitas ortopiroxénicas en parte migmatizadas; las anfibolitas en lugar de constituir un cuerpo estratiforme de gran espesor, son aquí cuerpos tabulares o lenticulares pequeños inmersos en migmatitas y sin intercalaciones visibles de mármoles. Al igual que en la parte inferior de la Sierra de Bachicha, el basamento adquiere por sectores una coloración ocre, se vuelve deleznable e incluye relictos de migmatitas tenaces a manera de cuerpos elipsoidales elongados paralelamente a la foliación.

Características estructurales

Descripción de las estructuras

El sector superior del perfil Punta Tota (Localidad 1, sector b), presenta la configuración estructural más sencilla. Toda la secuencia de rocas basamentales descrita para esta mitad de la sección, mantiene la misma orientación de los contactos litológicos (especialmente evidentes entre mármoles y anfibolitas) (S., Fig. 2a). La característica estructural sobresaliente a la primera observación de campo, está dada por una foliación penetrativa que preserva su orientación a pesar de los cambios litológicos (S., Fig. 2b) y es subparalela a los contactos litológicos mencionados.

De acuerdo a la clasificación de Twiss y Moores (1992), S₁ corresponde a una foliación composicional bandeada. En función del tipo litológico sobre el que se

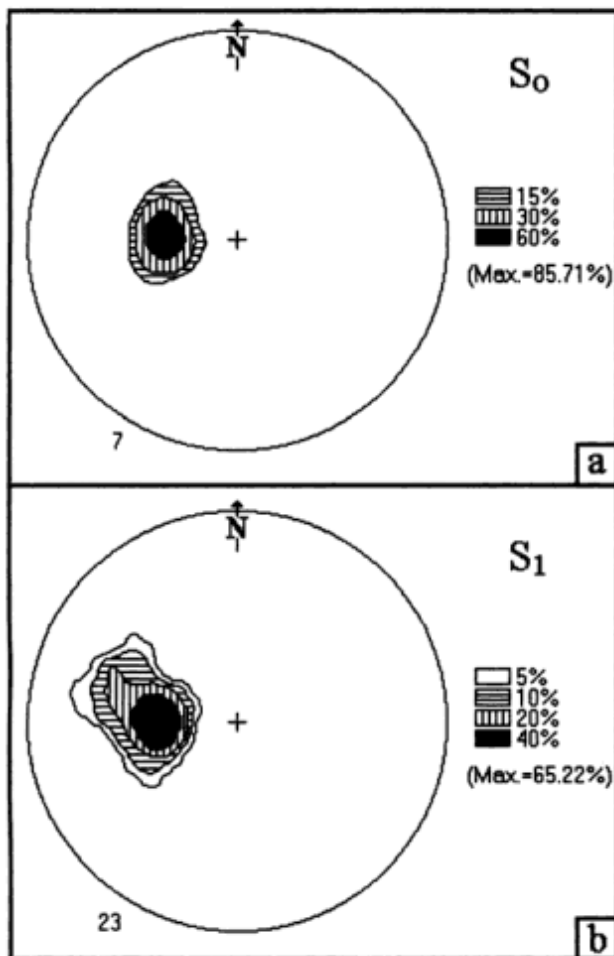


Figura 2: Diagramas de densidad de la proyección polo a plano de los datos de: **a**, estratificación (S_0); **b**, foliación (S_1). Punta Tota, Sierra de Bachicha. Proyección equiareal, hemisfera inferior.

ha desarrollado, la foliación S_1 está definida por las características que se describen a continuación: 1) en gneises biotítico-granatíferos: por la alternancia de bandas leucocráticas cuarzo-feldespáticas con texturas granoblásticas y bandas melanocráticas compuestas esencialmente por biotita con marcada orientación preferente; 2) en migmatitas anfibólico-granatíferas: por la misma alternancia descripta previamente, pero remarcada aún más por la presencia de hornblenda orientada preferentemente en paralelismo con la biotita; 3) en migmatitas granatíferas: en las porciones relicticas de paleosoma por las mismas características descriptas precedentemente para los gneises. La orientación de las superficies S_1 está remarcada aún más en estas rocas por leucosomas en láminas delgadas y venas de mayor espesor emplazados en paralelismo con aquella; 4) en anfibolitas: por la orientación preferente de anfíboles y localmente por la alternancia de bandas ricas en anfíbol y bandas ricas en clinopiroxenos.

La gran mayoría de los leucosomas pegmatíticos segregados en venas, son concordantes con la foliación S_1 y están frecuentemente plegados conjuntamente con

aquella. Dependiendo en muchos casos del espesor de las venas pegmatíticas, los pliegues muestran estilos diferentes: en venas intercaladas en migmatitas y cuyos espesores son del orden de decenas de centímetros, suelen desarrollar en secciones paralelas al rumbo de la foliación, perfiles que muestran adelgazamientos y engrosamientos alternativos. En la interfase entre las venas pegmatíticas y su caja migmatítica, se desarrollan pliegues cuspidales-lobulados que indican acortamiento paralelo al rumbo de las mismas, con bajo contraste de viscosidades entre las venas y su caja (Ramsay y Huber 1987). En venas del orden de algunos centímetros de espesor, se observa toda una gradación desde flexuras abiertas con asimetría poco marcada a pliegues cerrados, asimétricos, con vergencia al N-NE y planos axiales buzantes al S-SO. Estos últimos, tienen las características de pliegues de arrastre por cizalla. En fajas paralelas a la foliación, se observa poliarmónía en el interior de una banda en particular y disarmonía entre bandas contiguas.

En el sector inferior de Punta Tota (Localidad 1, sector a), la configuración estructural es algo más compleja. Se han observado dos foliaciones, una relictica preservada solo localmente (S_1 , Fig. 3b) y una foliación dominante (S_2 , Fig. 3a).

La foliación relictica (S_1), al igual que S_1 , es una foliación composicional bandeada. Se ha reconocido en migmatitas granatíferas, por lo que sus características son similares a las descriptas en el punto 3 para la foliación S_1 del sector superior. De la misma manera que S_1 , S_1 está plegada conjuntamente y en paralelismo con venas pegmatíticas, pero forma en este sector del perfil pliegues apretados hasta isoclinales, frecuentemente asimétricos, con vergencia al O-NO y ejes buzantes al NE. Por las características descriptas, S_1 se corresponde con la foliación S_1 del sector superior del perfil, pero ha sido plegada más intensamente y rotada.

S_2 corresponde a una foliación disyuntiva grosera en la clasificación de Twiss y Moores (1992). Tiene la orientación de una foliación de plano axial de los pliegues formados por S_1 +venas pegmatíticas. La foliación S_2 y las estructuras asociadas son concordantes con la orientación del dominio B definido por Teruggi *et al.* (1973).

La característica estructural más notable en el C° El Triunfo (Localidad 2), es una foliación penetrativa (S_{CT} , Fig. 4a) que puede clasificarse como disyuntiva grosera. Esta foliación afecta a migmatitas e intercalaciones máficas.

La presencia de cuerpos tabulares máficos con indicios de plegamiento conjunto con la caja migmatítica, indica la existencia de contactos litológicos previos al desarrollo de la foliación dominante, que tiene la posición de una foliación de plano axial de dichos pliegues.

Los contactos litológicos entre las migmatitas de caja y las intercalaciones máficas (C, Fig. 4b), tienen una orientación comparable a los contactos litológicos medidos en Punta Tota (S_1 , Fig. 2a).

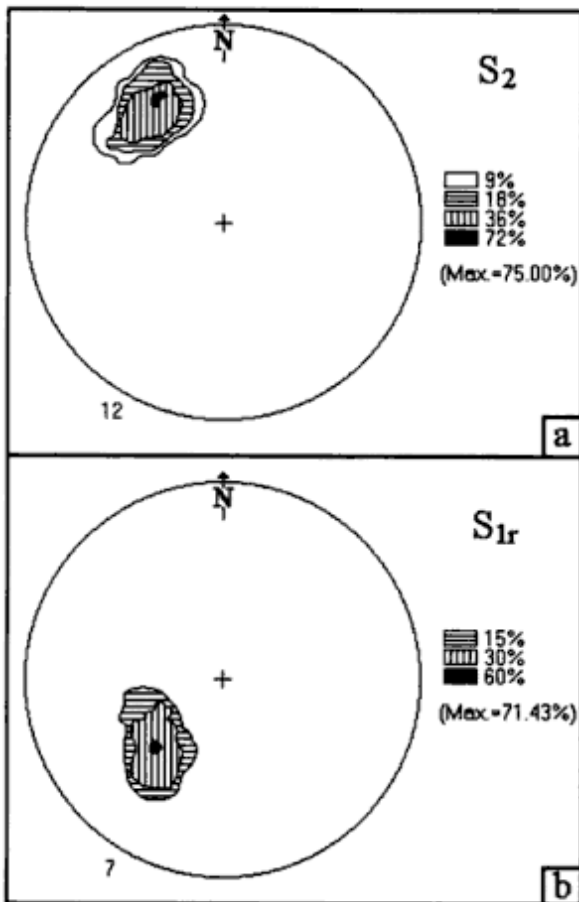


Figura 3: Diagramas de densidad de la proyección polo a plano de los datos de: a, foliación (S_2); b, foliación (S_{1r}). Punta Tota, Sierra de Bachicha. Proyección equiareal, hemisfera inferior.

Breve reseña de la evolución estructural

Las relaciones entre las estructuras descritas para el perfil Punta Tota, indican el desarrollo de al menos dos fases deformacionales representadas por las foliaciones S_1 , S_2 y estructuras asociadas.

La fase deformacional F_1 , con un metamorfismo acompañante que alcanzó la facies granulita, representa las condiciones del pico metamórfico alcanzado por las rocas en el área objeto de estudio. S_1 (y probablemente S_2 subparalela a S_1) controló en parte el emplazamiento de leucosomas segregados en venas y lentes.

La fase deformacional F_2 , localizada en franjas, tiene características propias de la zona de cizalla. Probablemente desarrollada sincrónicamente o hacia las etapas finales de cristalización de los leucosomas, pliega conjuntamente a la foliación S_1 y los segregados emplazados paralelamente con aquella. S_2 constituye una foliación de plano axial de los pliegues generados. S_1 , rota y plegada (S_{1r}), puede aún reconocerse en los relictos granulíticos y migmatíticos del sector inferior de Punta Tota.

En la localidad de C° El Triunfo no fue posible iden-

tificar claramente una foliación subparalela a los contactos litológicos, tal como la observada en la parte superior del perfil de Punta Tota. Sin embargo, Teruggi *et al.* (1974) describen para esta localidad una estructura indicativa del Dominio A definido por estos mismos autores (Teruggi *et al.* 1973), consistente en plegamiento con foliación horizontal a la que denominaron S_1 . La foliación S_{cr} en cambio, buza con alto ángulo, tiene características de campo similares a la foliación S_1 , reconocida en la Sierra de Bachicha y al igual que ésta última, puede clasificarse como una foliación disyuntiva grosera. Por las razones expuestas, S_{cr} es comparable con S_1 y se habría desarrollado con mayor probabilidad durante el segundo evento deformacional.

Estudio petrográfico-microestructural

Granulita de dos piroxenos (Localidad: Sierra de Bachicha)

Aspecto mesoscópico: son rocas foliadas oscuras inmersas como escasos relictos en migmatitas. La foliación interna dominante

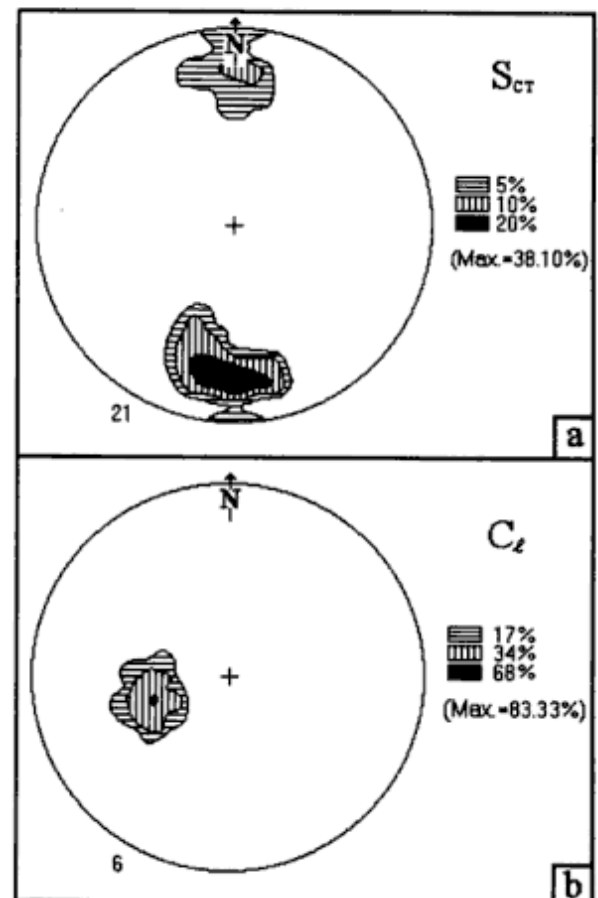


Figura 4: Diagramas de densidad de la proyección polo a plano de los datos de: a, foliación (S_{cr}); b, contactos litológicos (C_l). C° El Triunfo, Balcarce. Proyección equiareal, hemisfera inferior.

(S₁) está definida especialmente por la alternancia de folias melanocráticas compuestas por biotita y ortopiroxeno con marcada orientación preferente y agregados granoblásticos leucocráticos de plagioclasa y cuarzo. Las granulitas contienen además clinopiroxeno, granate y anfíbol que suelen 'copiar' la orientación preferente de los mafitos citados.

Ortopiroxeno (En₃₃ Fs₆₇): granoblástico, con parcial desarrollo de caras cristalinas. En parte intergranular entre granos de plagioclasa, cuarzo y biotita. A veces poiquiloblástico con inclusiones redondeadas de cuarzo y plagioclasa. Presenta lamelas de exsolución probablemente a clinopiroxeno (Fig. 5A). Aparece siempre asociado a biotita, a la que suele incluir parcialmente y constituye el único mineral con el cual se pone en contacto ocasionalmente sin mediar alteración visible (Fig. 5A).

La tendencia al idiomorfismo preservada en algunos cristales relictivos, ha sido obliterada esencialmente debido a dos factores: la deformación (presencia de bandas kink, curvatura de lamelas de exsolución), y la alteración localizada preferentemente en bordes y fracturas del parting (Fig. 5A). La alteración es esencialmente a un anfíbol fibroso que grada externamente a un anfíbol ferroactinolítico fuertemente pleocroico.

Granate (Py₁₀ Alm₃₄ Sp₆ Gr₅₀): poiquiloblástico (incluye plagioclasa, biotita, cuarzo y apatito). Suele presentar una zona interna masiva con inclusiones subredondeadas predominantemente de cuarzo, con algún cristal de apatito que conserva su forma hexagonal. Esta zona interna suele estar fracturada, con control parcial del fracturamiento por las inclusiones (fracturas que irradian a partir de las inclusiones). Externamente se desarrolla un sobrecrecimiento intergranular con tendencia al idiomorfismo (Fig. 5B). El crecimiento intergranular se manifiesta en ápices que avanzan hacia los interespacios de cristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y piroxenos (Fig. 5C). Asimismo extiende ápices hacia planos de clivaje de biotita deformada o el interior de cristales de plagioclasa (Fig. 5B), orientados preferentemente en el sentido de la foliación interna de la roca. Cerca de los bordes de la zona de crecimiento externa, se observan restos asimilados de biotita que conservan continuidad óptica con el cristal exterior y se orientan preferentemente en paralelismo con la foliación (Fig. 5B y C).

Biotita (Ann₃₈ Phl₆₂): cristaloblastos irregulares o en listones con orientación preferente o que forman por sectores texturas intersertales (decusadas). Los listones isorientados constituyen el marcador principal de la foliación de la roca.

Presenta claras evidencias de deformación: cristales curvados, extinciones ondulantes o fragmentadas, deslizamientos según planos de clivaje, fracturamiento irregular, bandas kink y recristalización en bordes (Fig. 5B a E). Tienen inclusiones de apatito y circón, éste último con desarrollo de halos pleocroicos. Más raramente se observan inclusiones de plagioclasa.

Plagioclasa (An₂₅ Ab₇₅ Or₀): cristaloblastos que se ponen en contacto entre sí constituyendo uniones triples. Pierden su forma cristalina por efecto de la deformación e interpenetración con otros minerales, especialmente biotita, ortopiroxeno y cuarzo. Cuando la deformación es intensa se observa pérdida sectorizada del maclado original, en asociación con el desarrollo de extinciones ondulantes, maclado secundario y curvatura del maclado original, bandas de deformación y flexuras (Fig. 5D y E). A veces forma megablastos que incluyen granos redondeados de cuarzo, biotita y apatito, con crecimiento intergranular entre cristales de biotita, ortopiroxeno y cuarzo, a quienes suele incluir parcialmente.

La alteración, constituida esencialmente por clinzoisita y sericitita varía desde incipiente a intensa (Fig. 5D a F). A veces se localiza en bordes, a veces en el centro de los cristales y en algunos casos abarca la totalidad del mismo. En los sectores en donde la alteración de la plagioclasa es intensa, también suele serlo en otros minerales como ortopiroxeno y biotita y se asocia frecuentemente a la presencia de mayor cantidad de cuarzo y a la aparición de fases de carácter intergranular como clinopiroxeno o anfíbol.

Cuarzo: cristales o agregados de cristales xenomórficos intensamente deformados. Se observan extinciones fragmentadas, bandas de deformación, subgranos y granos recristalizados con tendencia al desarrollo de polígonos con uniones triples.

El patrón de crecimiento cristaloblástico original ha sido totalmente obliterado por efecto de la deformación, fundamentalmente por la recristalización avanzada. Su forma aparece condicionada por la interpenetración con cristales de biotita, plagioclasa y ortopiroxeno, deformados conjuntamente con aquél, y por los minerales que revisten carácter intergranular y son productos de reacción de aquellos y el propio cuarzo, como clinopiroxeno y anfíbol (y en parte granate) que suelen consumirlo parcialmente (poiquiloblastesis).

Clinopiroxeno (Di₃₃ Hd₆₇): cristaloblastos intergranulares, a veces con crecimiento poiquiloblástico. Incluye frecuentemente granos de cuarzo con recristalización y restos de cristales de plagioclasa, biotita y apatito. Generalmente muestra bordes de reacción con estos minerales. Se asocia frecuentemente a anfíbol, con quien aparece a menudo en contacto sin mediar alteración o reacción visible (Fig. 5F). El clinopiroxeno muestra un patrón de crecimiento cristaloblástico similar al granate con ápices intergranulares y hacia el interior de planos de clivaje de biotita, extendidos paralelamente con la foliación (Fig. 5F y G).

Anfíbol (Fe-Hbl, Leake 1978): intergranular; su forma está controlada por la de los interespacios entre los reactantes. Suele aparecer en bordes de reacción o en intercrecimientos con minerales de los cuales procede, por ejemplo biotita en contacto con plagioclasa o clinopiroxeno (Fig. 5G).

Minerales accesorios: circón y apatito son los minerales accesorios más comunes. Se presentan en individuos comunmente euhedrales incluidos esencialmente en biotita y plagioclasa, y más raramente observados en granate y ortopiroxeno.

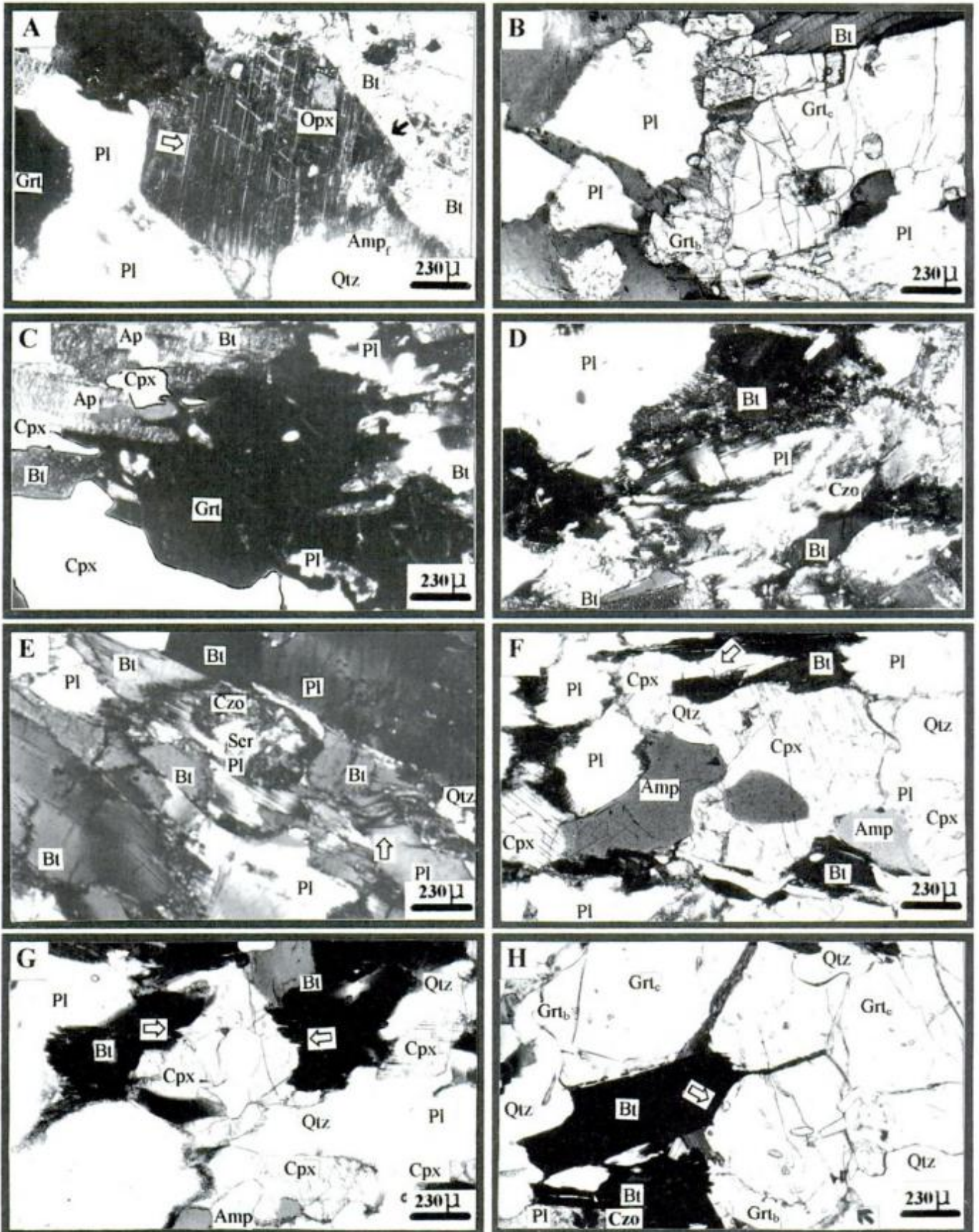
Interpretación

Los patrones cristaloblásticos, de deformación y texturas de reemplazo de los componentes minerales, permiten establecer la existencia de dos estadios evolutivos bien diferenciados.

Una primer etapa con tendencia de los componentes al desarrollo de cristales idioblásticos y formación de texturas granoblásticas de grano grueso, que a excepción de los listones de biotita, tienden a formar uniones triples. Corresponde a esta etapa de crecimiento cristaloblástico la asociación típica de facies granulitas Opx-Pl-Qtz-Bt-Grtc y los accesorios Zr-Ap. Los minerales componentes de esta primer asociación presentan claras evidencias de desestabilización, reemplazo e intensa deformación intracristalina. Las características de la deformación indican condiciones de temperaturas medias a altas (cristales de ortopiroxeno con lamelas de exsolución curvados en bordes, plagioclasa con curvatura de planos de macla primario, micropliegues, extinciones ondulantes y bandas de deformación que barren los cristales, etc.).

La producción de ortopiroxeno y granate en facies granulitas a partir de rocas compuestas por la asociación Bt+Pl+Qtz ha sido corroborada petrográfica y experimentalmente por numerosos autores. Algunas de las reacciones comúnmente planteadas son las siguientes: Bt+Qtz (Opx+Fundido) (Srogi *et al.* 1993); Bt+Qtz \rightleftharpoons Opx+Grt+Kfs+H₂O (Winkler 1978 y referencias); Bt+Qtz \rightleftharpoons Opx+Mt+TiMt+Fundido (Skjerlie y Johnston 1992); Bt+Pl+Qtz \rightleftharpoons Opx+Grt+Fundido (Skjerlie *et al.* 1993); Bt+Pl+Qtz \rightleftharpoons Opx+Grt+TiMt+Kfs (en Pl)+Fundido (Skjerlie y Johnston 1992).

La segunda etapa se caracteriza por la cristalización y crecimiento de fases intergranulares que consumen en parte a los primitivos granos deformados con claros indicios de reacción en presencia de una fase fluida. Corresponde a esta etapa la asociación Cpx-Amp-Grtb. Esta segunda etapa presenta una distribución inhomogénea, por lo que reviste carácter topometasomático (Auguthis 1985). Los componentes de esta segunda asociación



muestran típicas texturas de equilibrio entre sí, prácticamente carecen de alteración y muestran solo débil deformación intracristalina. La asociación inicial puede ser correlacionada con ésta última mediante la siguiente reacción: $\text{Opx} + \text{Pl} \leftrightarrow \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz}$ (Winkler 1978, Yardley 1989). Las investigaciones experimentales de Green y Rinwood (1967, en Winkler 1978 y Yardley 1989) llevaron a estos autores a considerar a esta reacción como indicativa del pasaje entre granulitas de media y alta presión. Esto concuerda con las observaciones petrográficas previas de De Waard (1965, en Winkler 1978). Sin embargo Winkler (1978) puntualiza que la asociación $\text{Cpx} + \text{Grt}(\text{alm})$ no supone necesariamente una presión más alta a una temperatura constante, sino, contrariamente una temperatura más baja a presión constante. La asociación $\text{Amp} + \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Pl}$ es típica de facies de granulitas en metabasitas con composiciones globales ricas en hierro y calcio. Algunas de las reacciones que conducen a la formación de la asociación de fases observadas son: $\text{Hbl} + \text{Qtz} \leftrightarrow \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$ y $\text{Hbl} + \text{Qtz} \leftrightarrow \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$ (Spear 1995), con las asociaciones de mayor temperatura del lado derecho de las reacciones.

Posiblemente como un producto final de esta segunda etapa, con incremento de la fase fluida, se generan productos de alteración como rebordes ferroactinolíticos en el contacto entre reactantes máficos y félsicos y los productos de alteración de la plagioclasa Czo-Ser.

Gneises biotítico-granatíferos (Localidad: Sierra de Bachicha)

Aspecto mesoscópico: son rocas grises, de grano medio, con foliación (S_1) marcada por la alternancia de folias biotíticas oscuras y agregados cuarzo-plagioclásicos. Destacan porfiroblastos de granate pardo rojizos de hasta más de 1 cm, que suelen sobrepasar el espesor de las propias folias. Las variedades de grano más fino tienen la foliación más marcada y en las de grano más grueso se destaca el incremento del tamaño de los cristales de plagioclasa que llegan a superar los 0.5 cm y le dan un aspecto porfiroblástico a la roca.

Granate($\text{Py}_x \text{Alm}_{1-x} \text{Sp}_y \text{Gr}_{1-y}$): forma agregados de poiquiloblastos anhedral que suelen constituir trenes paralelos a la foliación general de la roca. Presenta crecimiento intergranular con desarrollo de ápices hacia los interespacios de cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo y tiende localmente al desarrollo idiomórfico externo. Incluye porciones relictas de roca (Pl-Qtz-Bt-Ap) como inclusiones angulares o redondeadas, en cuyo caso plagioclasas y biotitas suelen mostrar intensa alteración (Fig. 6.A). Es frecuente observar inclusiones idioblásticas (poligonales)

de cuarzo recrystalizado y avance hacia planos de clivaje de biotita o entre listones contiguos, quedando diminutas inclusiones poiquiloblásticas producto de la asimilación en bordes (Fig. 5H).

Tiende al desarrollo de caras cristalinas en el contacto con biotita, especialmente en donde se observan inclusiones pequeñas de este mineral (Fig. 5H). En contacto con el cuarzo presenta bordes redondeados, planos o irregulares, dependiendo de la forma del grano sobre el cual avanza (cuarzo anhedral, polígonos recrystalizados). Hacia la plagioclasa avanza con contornos predominantemente redondeados y suele haber un borde de reacción con minerales de alteración sobre la plagioclasa (Fig. 5H).

No presenta indicios de deformación plástica intracristalina, aunque sí fracturamiento paralelo a la foliación y el característico parting irregular en sectores no deformados. Las fracturas suelen irradiar de las inclusiones poiquiloblásticas y éstas suelen estar afectadas también por la fracturación. Por sectores crece al amparo de sombras de presión de lentes compuestas por plagioclasa y biotita.

Biotita ($\text{Ann}_{67} \text{Phl}_{33}$): cristaloblastos interpenetrados entre sí y con cristales de plagioclasa. Presentan evidencias de deformación intensa como curvatura de cristales, fracturación irregular, pliegues tipo kink, bordes desfilados que penetran cristales contiguos de plagioclasa (Fig. 6B y C). Presenta claros indicios de deformación conjunta con plagioclasa y cuarzo (Fig. 6B).

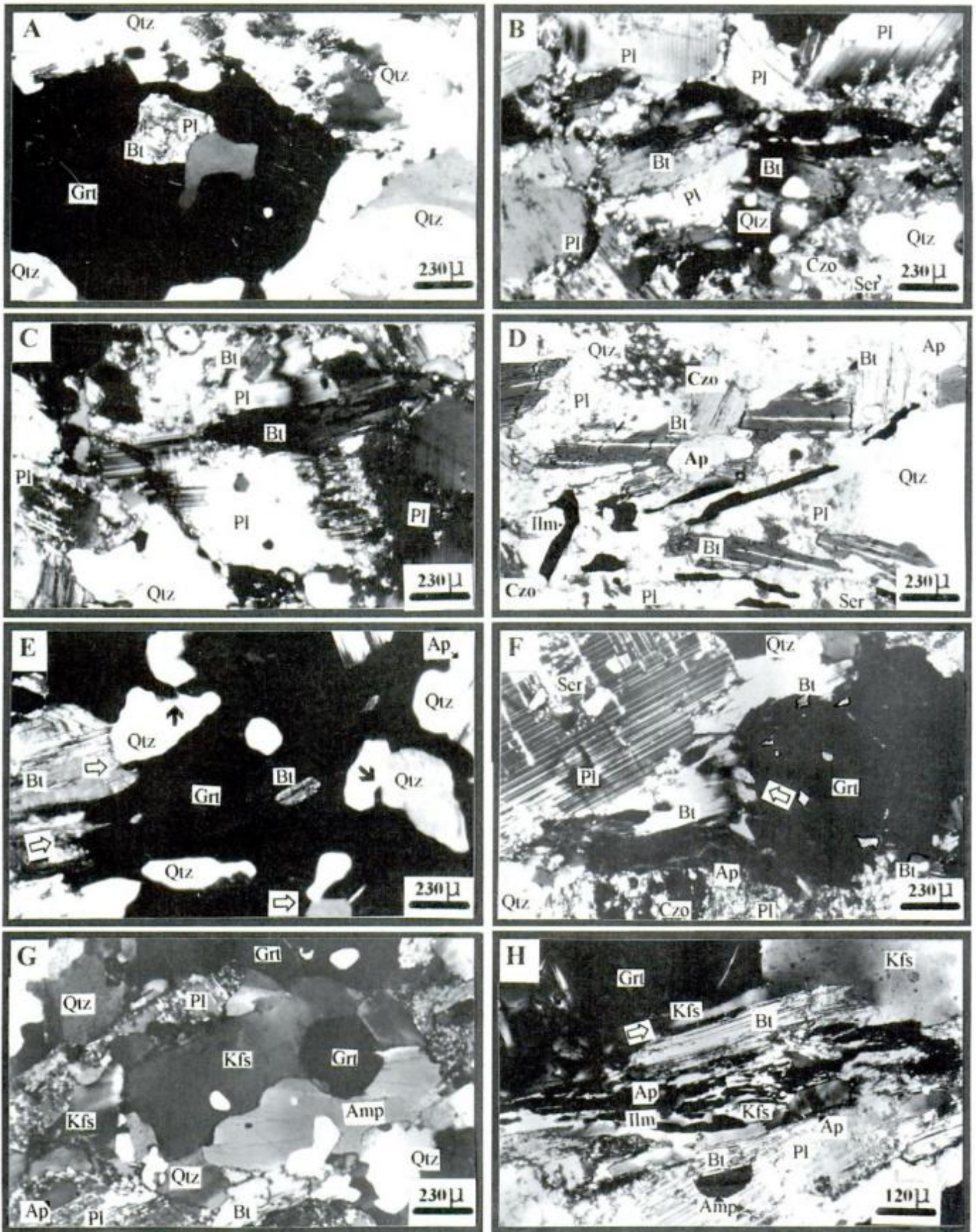
Los listones se disponen preferentemente en paralelismo con la foliación, pero desarrolla individuos con orientaciones cruzadas con desarrollo de texturas intersetales. Contiene inclusiones de apatito y circón que suelen mostrar deformación cuando el hospedante está visiblemente flexurado o fracturado.

La deformación va acompañada de alteración con pérdida sectorizada del pleocroismo, especialmente en proximidades de fracturas y planos de clivaje.

Plagioclasa ($\text{An}_{48} \text{Ab}_{52} \text{Or}_1$): granoblástica. A veces poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo anhedral, biotita, apatito y circón. Suele formar megablastos que le confieren a la roca un aspecto porfiroide. Ha sido intensamente deformada como resultado de lo cual muestra extinciones ondulantes, curvatura y borrado por sectores del maclado primario, pliegues tipo kink y maclado secundario (Fig. 6B y C). A veces las inclusiones poiquiloblásticas controlan la deformación interna del poiquiloblasto (Fig. 6C).

La alteración varía de incipiente en algunos cristales a intensa en otros en donde prácticamente la totalidad del cristaloblasto ha sido afectado. La mineralogía de alteración está compuesta esencialmente por clinozoisita y sericita (Fig. 5H, Fig. 6A a C) y suele ir acompañada de una albitización de la plagioclasa original. Si bien cuando la alteración es intensa el reemplazo es masivo, cuando ésta es solo parcial y afecta a cristales deformados puede apreciarse un control de la deformación sobre la disposición de la alteración. Los minerales de alteración se sitúan preferentemente acom-

Figura 5: **A**, Ortopyroxeno subhedral, poiquiloblástico, con lamelas de exsolución (flecha blanca). Obsérvese la curvatura del cristal y lamelas de exsolución (parte central inferior). La flecha negra señala el contacto sin mediar alteración visible con cristales de biotita. Con nicoles cruzados; **B**, Crecimiento externo del granate con tendencia al idiomorfismo sobre granate masivo, subhedral. Obsérvese la gran cantidad de inclusiones poiquilíticas pequeñas y ápices de crecimiento isoorientados del sobrecrecimiento externo (flechas) y la fracturación y escasez de inclusiones, pero de gran tamaño, de la parte central. Nótese el control ejercido por las inclusiones sobre la fracturación del granate central (fracturamiento subconcooidal radial). Obsérvese la pérdida de color y las fracturas sobre cristales de biotita por efecto de la deformación (margen izquierdo). Sin nicoles cruzados; **C**, Granate y clinopyroxeno (contornos remarcados) con crecimiento intergranular orientado en paralelismo con la foliación. Nótese los contactos netos entre ambos sin mediar alteración. Con nicoles cruzados; **D**, Pliegue tipo kink en plagioclasa con intensa deformación. Obsérvese el estiramiento lenticular en paralelismo con la foliación. Con nicoles cruzados; **E**, Intensa deformación de cristales de biotita y plagioclasa. Obsérvese la interpenetración entre ambos minerales. La flecha señala el flexuramiento intenso sufrido por un cristal de plagioclasa. Con nicoles cruzados; **F**, Clinopyroxeno y anfíbol con crecimiento intergranular. Obsérvese la ausencia de alteración y deformación intracristalina en comparación con plagioclasa, cuarzo y biotita, así como la ausencia de bordes reactivos entre ambos. Sin nicoles cruzados; **G**, Clinopyroxeno y anfíbol intergranulares. El clinopyroxeno extiende ápices de crecimiento paralelos a la foliación que penetran planos de clivaje de biotitas e interespacios de cristales contiguos (flechas). Sin nicoles cruzados; **H**, Granate con sobrecrecimiento externo. Obsérvese el crecimiento romo y con reborde de alteración sobre la plagioclasa (flecha) y el desarrollo de ápices hacia planos de clivaje de biotitas así como la tendencia a la formación de caras cristalinas hacia el interior de este mineral (flechas). **A-G**: Granulitas Sierra de Bachicha; **H**: Gneis biotítico-granatífero Sierra de Bachicha. Detalles en el texto. Abreviaturas según Spear (1995).



pañando el maclado secundario, fracturas irregulares, curvaturas intracrystalinas, bandas de deformación y en las interfases cristal hospedante e inclusiones poiquilíticas (Fig. 6B y C).

Cuarzo: cristaloblastos anhedrales de disposición intergranular con claras muestras de deformación plástica intracrystalina. Se observan extinciones ondulantes y fragmentadas, bandas de deformación, subgranos y granos recristalizados con tendencia al desarrollo de agregados de individuos poligonales que se contactan formando uniones triples (Fig. 6A). Aunque la recristalización avanzada oblitera notoriamente su aspecto original, es posible reconocer algunos granos relictivos con menor deformación con formas elípticas de ejes mayores elongados paralelamente a la foliación de la roca, y que muestran signos de deformación conjunta con plagioclasa y biotita, éstas últimas con igual orientación preferente por forma de los cristaloblastos que el cuarzo.

Minerales accesorios: son abundantes apatito y circón. Se presentan en cristales idiomórficos incluidos principalmente en biotita, plagioclasa y cuarzo. Suelen aparecer como inclusiones en granate poiquiloblástico, como resultado de la asimilación selectiva de su primitivo hospedante (Bt, Pl o Qtz, mencionados).

Gneises biotítico-granatíferos intensamente alterados
(Localidad: Sierra de Bachicha)

Esta roca requiere especial atención porque a pesar de la similitud mineralógica y textural con los gneises descriptos, presenta un grado de alteración muy superior que le confieren características especiales. La alteración intensa se manifiesta notoriamente en cristales de plagioclasa, donde el reemplazo por clinzoisita y sericita es casi total (Fig. 6D). Inmersos totalmente en el agregado de minerales de alteración mencionado, aparecen inclusiones de cuarzo a menudo isorientadas, redondeadas, alargadas o vermiformes que se diferencian claramente de los escasos relictos de inclusiones poiquiloblásticas observadas en las plagioclasas de los gneises descriptos previamente (Fig. 6D). Este cuarzo es producto de las reacciones de alteración generadoras de la paragénesis clinzoisita-sericita. La biotita presenta cristales de bordes obliterados con deformación a veces intensa. A las características descriptas precedentemente se agrega un desmembramiento y reorientación a través de fracturas continuas. Aparece más intensamente alterada que en las rocas anteriores, producto de lo cual se observa ilmenita intergranular remarcando a veces sombras

de presión de lentes poliminerálicos (Fig. 6D). Se asocia frecuentemente a granate que muestra notable crecimiento poiquiloblástico (Fig. 6E).

Interpretación

Los patrones cristaloblásticos indican la formación de una asociación mineral compuesta inicialmente por Qtz-Pl-Bt-Grte con los accesorios Ap-Zr. La presencia de granate con un núcleo masivo, fracturado, y una zona de crecimiento externo intergranular, orientado preferentemente y con tendencia al idiomorfismo, indican una etapa de crecimiento rápido activado por la presencia de fluidos, probablemente sobreimpuesta a un primitivo crecimiento lento, anhedral. La presencia de fluidos y la temperatura elevada posibilitarían el rápido reequilibrio y homogeneización de las fases a altas temperaturas, impidiendo el desarrollo de zonación. A esta etapa correspondería la asociación Grtb-Czo-Ser.

El carácter topometasomático de la alteración que acompaña la deformación indica una fuente localizada de los fluidos, o bien una circulación restringida de los mismos. En apoyo de la primer hipótesis debe mencionarse la intensificación de la alteración de la plagioclasa en aquellas zonas en donde la biotita está más claramente desestabilizada y alterada, y el crecimiento del granate con desarrollo de caras cristalinas hacia los contactos con biotita y de ápices hacia los planos de clivaje de la misma, mientras hacia los otros reactantes raramente forma caras cristalinas. Estas últimas características, podrían ser el resultado del rápido intercambio de elementos entre reactante y producto como resultado del agua proveniente de la desestabilización de la biotita. La segunda posibilidad implicaría la entrada externa de fluidos al sistema. Si bien esta posibilidad no puede ser descartada, sería de esperar que el ingreso masivo de fluidos hubiera producido una distribución más homogénea de la alteración y un crecimiento no diferencial de las fases como el descrito para el granate.

El ingreso de grandes cantidades de agua, en cambio, se hace altamente probable en aquellas fajas de roca con alteración muy intensa, homogénea y con predominio de fases secundarias como el ejemplo mostrado en la descripción del gneis biotítico intensamente alterado. Estos gneises se encuentran inmediatamente por encima de la franja de migmatitas anfíbólico-granatíferas que los separa de los gneises infrayacentes menos alterados. Si por un lado es sabido que los neosomas requieren importantes cantidades de fluidos para su formación, también es notorio que la cristalización posterior implica la liberación de los mismos. La cristali-

Figura 6. A, Granate con crecimiento intergranular, poiquiloblástico. Obsérvese la inclusión de porciones de roca que muestran alteración avanzada de la plagioclasa y biotita. Nótese la intensa deformación plástica del cuarzo evenciada en extinciones ondulantes, bandas de deformación, subgranos y granos recristalizados. Con nicoles cruzados; B, Deformación conjunta de biotitas, plagioclasas y cuarzo. Obsérvese la continuidad del pliegue al pasar de una especie mineral a la otra (centro). En la parte superior se muestra la intensa deformación intracrystalina de la plagioclasa, mientras en la parte inferior puede apreciarse la alteración avanzada y el carácter topometasomático de la misma. Con nicoles cruzados; C, Se muestra la intensa deformación de plagioclasas y el control ejercido por las inclusiones poiquilíticas sobre la deformación intracrystalina de las mismas. Obsérvese la curvatura de la banda de deformación alrededor de inclusiones de biotita (parte central superior). Con nicoles cruzados; D, Ilmenita cristalizada en cola de presión de un megablasto de cuarzo. Nótese la intensa alteración de la plagioclasa que no permite reconocer restos de los cristales originales. La alteración fina (dominantemente clinzoisita) rodea granos redondeados o vermiformes de cuarzo (parte superior izquierda). Sin nicoles cruzados; E, Crecimiento intergranular, poiquiloblástico de granate. Obsérvese el crecimiento orientado según la foliación (flechas blancas) y hacia bordes de gran ángulo de granos recristalizados de cuarzo (flechas negras). Con nicoles cruzados; F, Granate con ápices de crecimiento hacia planos de clivaje de biotita curvados (flecha). Nótese sobre la parte superior izquierda la disposición preferente de la alteración sobre las porciones del cristal de plagioclasa afectadas por maclado secundario y siguiendo la orientación de este último. Obsérvese el carácter topometasomático de la alteración evidenciado en la disparidad en el grado de afección mostrado sectorialmente por un mismo cristal y entre cristales diferentes separados en la escala de una sección delgada (compare el cristal de la parte superior con los de la parte inferior de la fotografía). Con nicoles cruzados; G, Anfíbol y feldespatos potásico intergranulares. Nótese los contactos no reactivos entre ambos, la ausencia casi total de alteración y la deformación intracrystalina apenas moderada en contraposición con los minerales paleosomáticos remanentes (biotita, plagioclasa y cuarzo). Con nicoles cruzados; H, Feldespato potásico e ilmenita como producto de la reacción *in situ* de cristales de biotita (centro). Nótese la cristalización intergranular del feldespatos potásico (flecha) en continuidad con un cristal mayor (borde superior derecho). Con nicoles cruzados A-E: Gneises biotítico-granatíferos Sierra de Bachicha; F-H: Migmatitas anfíbólico-granatíferas Sierra de Bachicha. Detalles en el texto. Abreviaturas según Spear (1995).

zación de neosomas ricos en volátiles (hay abundancia de segregados pegmatíticos) podría considerarse una fuente probable para el suministro de importantes cantidades de agua hacia las rocas contiguas sobreyacentes. El aporte masivo de fluidos no solo produciría el incremento en el grado de alteración de las primitivas fases con incorporación de nuevas especies minerales como Qtz-Ilm-Ser, sino que incentivaría también el notable crecimiento del granate observado en estas rocas.

Migmatitas anfibólico-granatíferas

(Localidades: Sierra de Bachicha-Cerro El Triunfo)

Aspecto mesoscópico: Son rocas mesocráticas, con alternancia de folias biotítico-anfibólicas y cuarzo-feldespáticas. Se asocia al resto de los componentes máficos un granate pardo rojizo. Se diferencian mineralógicamente de los gneises, porque contienen feldespato potásico y anfíbol. Texturalmente por su granulometría variable; partiendo de un grano medio similar al de aquéllos, muestra frecuentes incrementos graduales en la medida en que la proporción de neosoma aumenta hasta adquirir aspecto pegmatítico. Con el incremento del tamaño de grano y de la porción neosomática, tienden a perderse la orientación preferente marcada, y por ende la foliación (S_1), y los segregados pegmatíticos desarrollan texturas granulares con megacristales de feldespato potásico y anfíbol idioblástico de gran desarrollo orientados al azar. Las porciones pegmatíticas de las migmatitas serán tratadas por separado más adelante.

Granate (Py, Alm₆₂ Sp₂ Gro₃₇): poiquiloblástico con crecimiento intergranular y tendencia al desarrollo de caras cristalinas, especialmente en el contacto con biotita. Contiene inclusiones de biotita, cuarzo, apatito, plagioclasa y circón. Posiblemente parablástico con crecimiento orientado según planos de clivaje de biotita curvados por deformación (Fig. 6F). Las partes del cristal de biotita parcialmente asimiladas y los relictos interiores tienen orientaciones concordantes entre sí y con la geometría de la deformación. Muestra texturas de equilibrio con contactos no reactivos con anfíbol y feldespato potásico (Fig. 6G).

Plagioclasa (An₄₃ Ab₅₇ Or₃): cristaloblastos irregulares con tendencia por sectores al desarrollo de megablastos poiquiloblásticos. Incluye cristales de biotita, cuarzo, apatito y circón. Presenta curvatura del maclado, extinciones ondulantes, bandas de deformación, pliegues kink y maclado secundario (Fig. 6F). Muestra control de la deformación interna por las inclusiones poiquiloblásticas.

El crecimiento tiende a formar una textura granoblástica poligonal de base cuando convergen más de dos individuos, con desarrollo de puntos triples a 120°, con relictos de cuarzo y biotita entre cristales. Por sectores forma cristaloblastos elípticos, estirados según la foliación de la roca, generalmente en una envoltura de biotita y cuarzo recrystalizado.

La alteración varía de incipiente a intensa, siendo a veces total el reemplazo de los cristales. Está formada esencialmente por clinzoisita, sericita subordinada (Fig. 6F a H) y albitización de la plagioclasa original. La alteración sericitica tiende a ser controlada por la deformación disponiéndose preferentemente en asociación con el maclado secundario (Fig. 6F), mientras la clinzoisita es más masiva y de disposición azarosa. Ambas están además, controladas por las interfases hospedante-inclusiones poiquilíticas (Fig. 6F).

Biotita (Ann₇ Phl₉₃): listones orientados preferentemente con la foliación general de la roca. Sectorialmente desarrolla cristales cruzados con texturas intersetales. Normalmente interpenetra con plagioclasa y cuarzo recrystalizado o adaptándose a los contornos cristalinos de aquella.

La intensa deformación se manifiesta en la curvatura de cristales, fracturas irregulares y pliegues tipo kink (Fig. 6F). Suele

resultar comprimida y seccionada entre cristales de plagioclasa o cuarzo recrystalizado. Muestra pérdida del pleocroismo, especialmente en fracturas y planos de clivaje, y relleno de dichos planos esencialmente por opacos y titanita.

Cuarzo: agregados anhedrales de cristaloblastos con deformación desde moderada (extinciones ondulantes) a intensa (agregados de cristales poligonales recrystalizados con uniones triples), con todos los pasajes intermedios que incluyen bandas de deformación, extinciones fragmentadas y subgranos (Fig. 6G).

Tiene carácter intergranular y cuando aparece como inclusiones en poiquiloblastos de plagioclasa muestra contornos redondeados, aspecto vermiforme y escasa deformación interna. Cuando forma inclusiones en granate, anfíbol y feldespato potásico suele tener formas poligonales, cristales simples o agregados. Los contactos entre granos poligonales recrystalizados, suelen constituir zonas propicias para el desarrollo de ápices de cristaloblastos de granate, anfíbol y feldespato potásico (Fig. 6G).

Anfíbol (Hbl Fe-Parg, Leake 1978): cristaloblastos intergranulares que adoptan la forma externa definida por los contornos cristalinos de la mineralogía preexistente (Fig. 6G). A veces poiquiloblástico con relictos de biotita, cuarzo recrystalizado, plagioclasa y algún cristal de apatito o circón remanente de inclusiones en biotita o plagioclasa.

Produce reemplazo pseudomórfico sobre cristales de biotita y avanza a través de planos de clivaje y fracturas de este mineral. Cuando el crecimiento se produce hacia cristales de plagioclasa, suele desarrollar bordes irregulares e incluir pequeños relictos de aquélla formando un borde de reacción que muestra intercrecimientos de plagioclasa y titanita.

La deformación interna es débil a moderada, y muestra sólo extinciones débilmente ondulantes. Suele copiar la orientación preferente de los listones de biotita remarcando junto a ésta la foliación dominante de la roca. Al amparo de sombras de presión, especialmente entre cristales de biotita, no muestra orientación cristalográfica preferente.

Feldespato potásico (Ab, An₃ Or₉₇): cristaloblastos intergranulares, algo peritéticos. La morfología externa está determinada por el avance intergranular y por los bordes de reacción. Avanza hacia los interespacios de granos de cuarzo recrystalizados a quienes suele incluir parcial o totalmente (Fig. 6G). Produce bordes de reacción con la plagioclasa, con desarrollo de texturas mirmequíticas. Incluye parcialmente cristales de anfíbol con el que no muestra bordes de reacción alguno. Existen claras evidencias texturales que procede de la reacción incongruente de biotitas, generándose frecuentemente ilmenita como producto de la reacción (Fig. 6H). Engloba y avanza sobre los planos de parting del granate, aunque no produce bordes de reacción notorios.

Se asocia al anfíbol temporal y espacialmente, así como en las características de yacencia y relación con los otros minerales. Está solo débilmente deformado internamente, lo que se manifiesta en suaves extinciones ondulantes (Fig. 6G y H).

Minerales accesorios: circón y apatito aparecen incluidos en biotita, plagioclasa y cuarzo. Suelen aparecer como remanentes del reemplazo de sus primitivos hospedantes (Bt, Pl y Qtz) por anfíbol, granate, feldespato potásico e ilmenita. Titanita e ilmenita son productos asociados generalmente a las reacciones incongruentes de biotita.

Interpretación

Existen en la roca dos etapas evolutivas bien diferenciadas. La primera caracterizada por crecimientos cristaloblásticos que conducen a la formación del paleosoma relictico, asociación paragenética compuesta por Qtz-Bt-Pl-Grtc-Ap-Zr, con tendencia al desarrollo de texturas granoblásticas. Esta asociación ha sufrido los efectos de un evento tectónico que ha provocado la obliteración de

las identidades cristalinas originales e impuesto orientaciones preferentes por forma.

La segunda etapa comprende el desarrollo de una nueva asociación mineral caracterizada por el crecimiento intergranular, poiquiloblástico o de reemplazo pseudomórfico, de fases generadas en la desestabilización de biotitas y controlado en parte por la deformación. El resultado de este proceso es la formación de un neosoma compuesto por Kfs-Amp-Grtb, más los accesorios Ilm-Ti y los productos de alteración Czo-Ser-Ab hacia las etapas finales del proceso.

Datos experimentales (Winkler 1978 y referencias; Conrad *et al.* 1988; Rutter y Wyllie 1988; Nédélec *et al.* 1993 y referencias) y estudios petrográficos sobre rocas naturales (Winkler 1978 y referencias; Nédélec *et al.* 1993 y referencias), muestran que el anfíbol (a menudo en asociación con granate y a veces con clinopiroxeno) es un producto corriente de anatexis de rocas compuestas por la asociación Bt+Pl+Qtz (gneises, grauvacas, metagrauvacas). Las reacciones de deshidratación de biotita suponen una fuente de feldespato potásico como componente de los fundidos (normalmente subsaturados) en equilibrio con los mafitos mencionados. Las siguientes son algunas de las reacciones propuestas por algunos de los autores citados: Bt+Pl+Qtz \leftrightarrow Kfs+Ab+Hbl (\pm Ilm o Mt) (Winkler 1978); Bt+Pl+Qtz \leftrightarrow Hbl+Kfs+Ti (Winkler 1978); Bt+Qtz+Pl \leftrightarrow Hbl(Grt (Conrad *et al.* 1988); Bt+Pl+Qtz \leftrightarrow Kfs+Hbl+Grt(Cpx (Nédélec *et al.* 1993).

La nueva asociación Kfs-Amp-Grtb muestra típicas texturas de equilibrio, mientras la asociación paleosomática Qtz-Bt-Pl-Ap-Zr está claramente desestabilizada. El granate, con las dos etapas descriptas evidencia una larga historia de crecimiento, ubicuidad y reequilibrio. Se han presentado en la literatura numerosos ejemplos de historias de crecimiento prolongado de porfiroblastos en relación con la deformación (pre a postectónicas, ver Spry 1969). En la mayoría de los ejemplos, el crecimiento de granates refleja que su formación es el resultado de reacciones continuas a lo largo de un gran intervalo de temperaturas, a partir de un cierto número de reacciones separadas y secuenciales (Yardley 1988).

Migmatitas granatíferas

(Localidad: Sierra de Bachicha)

Aspecto mesoscópico: Son rocas grises con foliación poco marcada y entrecortada por el predominio de neosomas claros cuarzo-feldespato potásicos. Los mafitos son escasos y están representados por cristales de biotita rasgados preservados en las porciones paleosomáticas, conservando en parte la orientación preferente (S_1). La orientación de la foliación precedente, está ahora remarcada por la presencia de leucosomas laminares a tabulares concordantes con aquélla. Las porciones migmatíticas entre leucosomas pegmatíticos segregados en venas, muestran texturas tipo parche con agregados leucocráticos de cuarzo y feldespato potásico de grano grueso con pasajes graduales a las porciones mesocráticas y de menor tamaño de grano, que preservan mayor proporción de mafitos remanentes del paleosoma. Las venas pegmatíticas muestran engrosamientos y adelgazamientos alternativos, suelen estar plegadas asimétricamente y los contactos con la caja migmatítica son a veces rectos y a veces lobulados. En la caja migmatítica de grano fino con escasa preservación de paleosoma y desarrollo de texturas nebulíticas, el granate es escaso y tiende a desaparecer. En oposición, un granate rojizo, euhedral, y en proporciones significativas, forma parte tanto de los leucosomas de grano medio como de los segregados pegmatíticos en venas. Los segregados pegmatíticos serán analizados separadamente más adelante.

Granate (Py, Alm, Sp, Gro, sectores de paleosoma): en los sectores remanentes de paleosoma muestra crecimiento intergranular, luego poiquiloblástico, finalmente idioblástico con desarrollo de caras cristalinas (crecimiento controlado por la estructura re-

cticular, Augustithis 1985). Incluye parcialmente cristales de biotita alterada y avanza con ápices hacia los interespacios entre ésta y cuarzo, o hacia el interior de planos de clivaje. Incluye granos de cuarzo anhedral, poco deformados y a través de toda una gradación hasta agregados o granos individuales poligonales. Extiende ápices hacia los bordes de gran ángulo de los granos recrystalizados o hacia los límites de bandas de deformación en cristales relictos (Fig. 7A).

En las migmatitas con texturas nebulíticas y escasa preservación de paleosoma, el granate disminuye notoriamente su proporción y su química refleja un enriquecimiento de los componentes piro y almandino y un empobrecimiento en el componente grossularia (Py, Alm, Sp, Gro). Presenta fracturación que suele estar paralelamente orientada y frecuentemente atraviesa todo el cristal. Las fracturas irradian a veces desde las inclusiones de cuarzo y suelen estar ocupadas por biotita de grano fino. Con frecuencia, presenta sectores centrales con escasa fracturación.

Biotita (Ann, Phl): aparece mejor conservada y en mayores cantidades en los sectores en que se han preservado las características del paleosoma, es decir, asociada a plagioclasa moderadamente alterada donde presenta orientación preferente que define la foliación relictica (S_1). Muestra moderada deformación con curvatura de planos de clivaje y relleno de los mismos por mineralogía de alteración, especialmente clorita y clinzoisita.

En las porciones de las migmatitas caracterizadas por el predominio de agregados de cuarzo con recrystalización avanzada, cristalloblastos de feldespato potásico intergranular e incremento de la alteración de la plagioclasa, la biotita es más escasa. Predominan los pequeños cristales relictos que pierden la forma de bastones que la caracteriza en los relictos paleosomáticos y está intensamente alterada a clorita y clinzoisita. Es frecuente la pseudomorfosis por parte del feldespato potásico, así como cristales incluidos en grandes porfiroblastos de este último. En este caso suelen preservar la orientación preferente paralela a la foliación de la roca y el idiomorfismo (Fig. 7B).

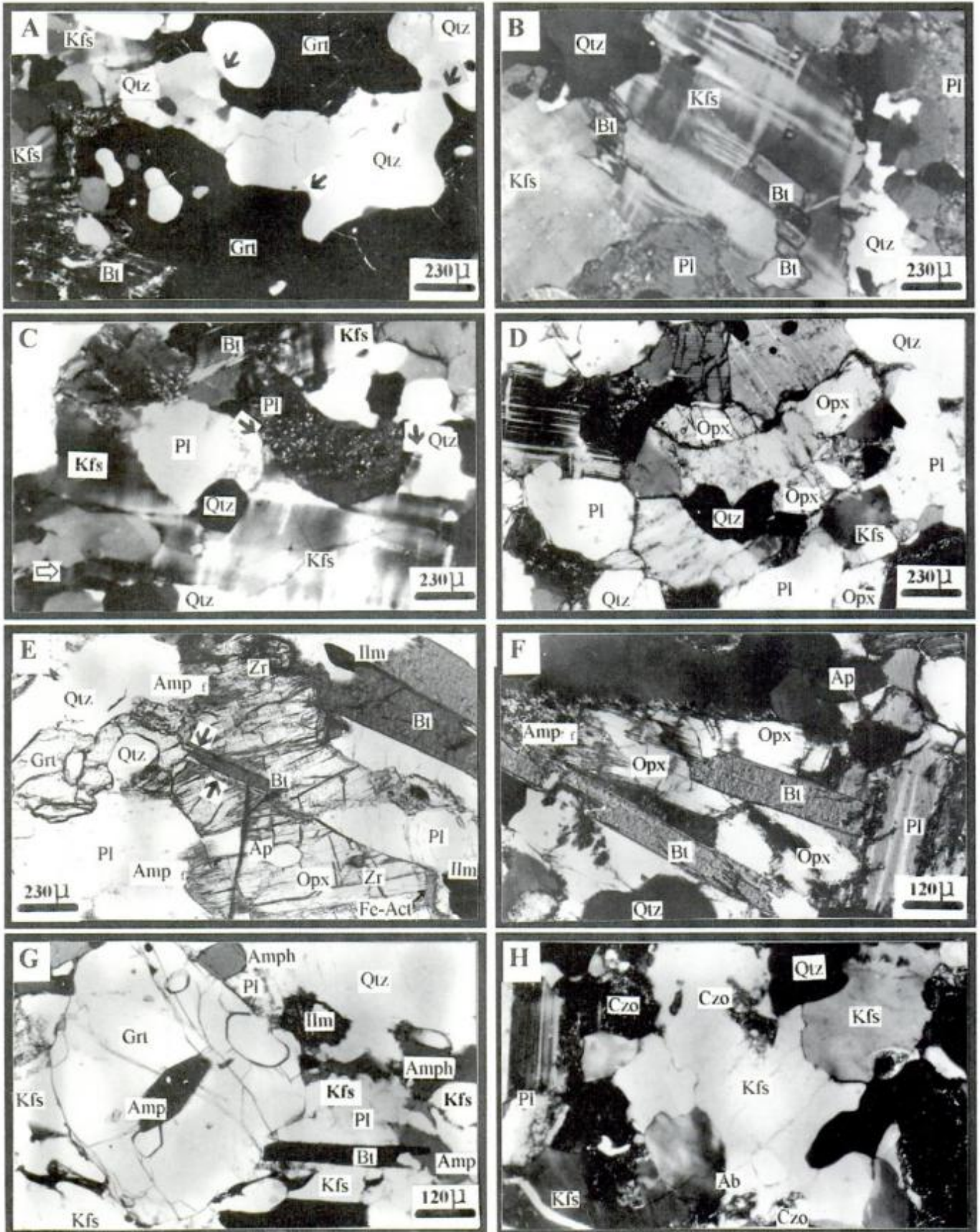
Cuarzo: se presenta en agregados que tienen en conjunto el aspecto de parches irregulares de contornos redondeados, obliterados por la deformación. La deformación plástica interna es intensa y se manifiesta en porciones relicticas con extinciones ondulantes, bandas de deformación y presencia de subgranos y granos recrystalizados (Fig. 7A a C). La recrystalización producida esencialmente por migración de bordes de grano, avanza sobre los contornos cristalinos o a través de fracturas internas delimitando sectores con disímiles orientaciones ópticas, separadas por bordes de gran ángulo con aspecto fuertemente indentado. Estos sectores se particionan dando lugar a agregados de granos poligonales con uniones triples a 120° en las zonas más deformadas de los cristales.

Feldespato potásico (Ab, An, Or): la forma de los contornos cristalinos está definida por el avance intergranular entre cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, sobre los que reviste un carácter englobante y de reemplazo (Fig. 7B y C). Las tres especies mencionadas aparecen como inclusiones en poiquiloblastos, conjuntamente con los minerales accesorios apatito, circón y opacos.

Desarrolla ápices hacia los bordes de gran ángulo que delimitan cristales poligonales de cuarzo recrystalizado (Fig. 7B y C). Genera texturas mirmequíticas en el contacto con cristales de plagioclasa con albitización de la plagioclasa de base. Engloba parcialmente cristales de granate sin generar bordes de reacción.

Muestra indicios de deformación interna moderada, como extinciones ondulantes y maclado en parrilla (Fig. 7B y C). Es débilmente pertítico, aunque suele mostrar pertitas tipo llama especialmente en bordes, probablemente de reemplazo.

Plagioclasa (An, Ab, Or): claramente paleosomática relictica, se presenta en cristales de contornos obliterados por efecto de la deformación y alteración variables de moderada a intensa. El carácter topometasomático de la alteración, se manifiesta en la gran diferencia en la intensidad del reemplazo metasomático por



clinozoicita y sericita entre cristales muy próximos en la escala de una sección delgada y en la alteración dispar, aún dentro de un mismo individuo libre de alteración por sectores e intensamente alterado en otros (Fig. 7B y C).

Algunos cristales con deformación moderada conservan la macla polisintética original sin obliterar. Los cristales más deformados presentan suaves extinciones ondulantes, débil curvatura del maclado, homogeneización sectorizada del mismo y maclado combinado albíta-periclino.

Suele incluir total o parcialmente cristales de biotita y cuarzo subredondeado. Sólo en escasos relictos paleosomáticos es posible reconocer contactos entre cristales de plagioclasa que parecen haber constituido originalmente una textura granoblástica poligonal.

Minerales accesorios: escasos granos idiomórficos de circón incluidos en cuarzo, en donde preserva en parte sus propiedades ópticas características. Es común observarlo alterado y fracturado con pérdida del color de interferencia y mostrando zonación, especialmente dentro del feldespato potásico. Apatito aparece asociado y como inclusión total o parcialmente en plagioclasas y biotitas (Fig. 7A). Cuando éstas últimas son asimiladas por feldespato potásico, el apatito tiende a preservarse con su característico hábito, a pesar del redondeamiento de sus vértices que suele observarse a veces. El opaco, probablemente ilmenita, es intergranular y muy escaso, claramente neoforado.

Interpretación

La asociación Pl-Bt-Grt-Qtz, más los minerales accesorios Zr y Ap, constituyen las porciones de paleosoma. Si se considera la roca en su conjunto, los máficos representados casi exclusivamente por biotita y granate relictos, están en proporción notoriamente menor al contenido observado en los gneises biotíticos y granulitas descritas precedentemente. En oposición, el contenido de componentes félsicos se ve incrementado por la presencia de feldespato potásico (ausente en las rocas anteriormente citadas), por una mayor proporción relativa de cuarzo y por la preservación (aunque intensamente reemplazada y obliterada su forma cristalina) de plagioclasa como el componente más refractario entre los constituyentes del paleosoma.

La presencia de neosomas Qtz-Kfs con texturas granulares, entrecorta la primitiva foliación preservada en los relictos de paleosoma. Cuando la proporción de neosomas es muy importante forma texturas nebulíticas con carencia casi total de biotita y granate paleosomáticos.

El granate residual del paleosoma, tiene patrones de crecimiento similares a los observadas en gneises biotíticos, con avance intergranular, etapa poiquiloblástica y tendencia al desarrollo idioblástico. A pesar de conservar en parte los mismos patrones de crecimiento, en migmatitas con texturas nebulíticas y escasa preservación de paleosoma se encuentra en cantidades despreciables y su composición varía respecto de las porciones paleosomáticas.

Las características texturales descritas indican que el granate paleosomático ha participado de las reacciones incongruentes de biotita, tendiendo al igual que los restantes componentes del paleosoma a la disminución progresiva en la medida en que incrementa la proporción de neosomas cuarzo-feldespato potásicos. En oposición, un nuevo granate, textural y composicionalmente diferente al de los relictos paleosomáticos (Py₂ Alm₂₇ Sp, Gro₁₆), se asocia a los neosomas segregados en forma de venas y lentes con aspecto pegmatítico.

El granate preservado escasamente en migmatitas con texturas nebulíticas, tiene una composición próxima a la del granate de los segregados pegmatíticos. Se interpreta que estos remanentes, han reequilibrado durante la cristalización final 'in situ' de los componentes neosomáticos.

Granulitas Migmatíticas

(Localidad: Cerro El Triunfo)

Aspecto mesoscópico: Son rocas que tienen un aspecto similar a las migmatitas anfibólicas, pero se diferencian porque la asociación paleosomática contiene ortopiroxeno. Se diferencian de las granulitas propiamente dichas de Punta Tota porque están migmatizadas en parte, con neosomas compuestos de feldespato potásico y anfíbol, y porque no contienen clinopiroxeno. Adquiere aspecto pegmatítico por sectores, especialmente por el gran desarrollo cristalino del feldespato potásico y el anfíbol.

Ortopiroxeno (En₂₆ Fs₁₂ Wo₂): cristoblastos débilmente pleocroicos. La forma cristalina original aparece obliterada por el reemplazo metasomático que varía desde moderado a intenso por sectores. Presenta sin excepción una alteración a un anfíbol fibroso de elevado color de interferencia en bordes y parting (Fig. 7E y F). Más externamente suele gradar a un anfíbol actinolítico verde intenso, fuertemente pleocroico (Lámina E). Como resultado de estas reacciones se forma comúnmente ilmenita intergranular. A veces muestra lamelas de exsolución muy finas, probable-

Figura 7: **A,** Crecimiento intergranular, poiquiloblástico del granate. Obsérvese el crecimiento de ápices hacia los límites de cristales de cuarzo (flechas) y la tendencia al desarrollo de caras cristalinas. Nótese la contrastante alteración sufrida por la biotita respecto del granate y feldespato potásico. Con nicoles cruzados; **B,** Feldespato potásico intergranular, fresco, incluye restos de cristales de biotita que conservan la orientación preferente de las biotitas de la matriz. El maclado en parrilla es efecto de la deformación y es parcialmente controlado por las inclusiones poiquilíticas. Obsérvese la intensa alteración de la plagioclasa paleosomática (parte central inferior) en contraposición con la carencia casi total de alteración metasomática del feldespato. Con nicoles cruzados; **C,** Megablasto intergranular de feldespato potásico que engloba parcialmente cristales de plagioclasa y cuarzo recrystalizado. Obsérvese la forma definida por el avance intergranular y la continuidad óptica entre ápices de crecimiento y porción central. Con nicoles cruzados; **D,** Ortopiroxeno, plagioclasa, biotita y cuarzo con textura granoblástica. Nótese la tendencia de los cristales de plagioclasa a la formación de uniones triples a 120°. Obsérvese el acuñaamiento sufrido por el maclado primario del cristal de plagioclasa y el desarrollo de maclado secundario localizado (borde superior izquierdo). Con nicoles cruzados; **E,** Ortopiroxeno poiquiloblástico con inclusiones de biotita, circón y cuarzo. Obsérvese la alteración en bordes a un anfíbol fibroso que grada externamente a un anfíbol actinolítico. Nótese el crecimiento intergranular del granate que extiende finos ápices a ambos lados del cristal de biotita (flechas). La línea negra es defecto de confección de la sección delgada. Sin analizador. **F,** Biotitas parcialmente incluidas en plagioclasas y ortopiroxeno. Nótese los contactos entre cristales de biotita y ortopiroxeno, sin mediar productos de retrogradación de este último. Con nicoles cruzados; **G,** Granate poiquiloblástico, fresco, con crecimiento intergranular externo, a menudo orientado con la foliación (flecha). Nótese el control de las inclusiones sobre la fracturación interna. Obsérvese la presencia de anfíbol intergranular e incluido en el granate y el contacto no reactivo entre ambos. Sin nicoles cruzados; **H,** Feldespato intergranular con contactos suturados en porciones dominadas por neosoma con textura nebulítica. Como únicos remanentes del paleosoma se observan restos de plagioclasa intensamente alterados, a veces totalmente inmersos en el feldespato potásico, y cuarzo. Con nicoles cruzados. **A-C:** Migmatitas graníferas Sierra de Bachicha; **D-H:** Granulitas migmatíticas Cerro El Triunfo. Detalles en el texto. Abreviaturas según Spear (1995).

mente a clinopiroxeno. Su presencia se asocia a remanentes paleosomáticos, con abundante plagioclasa y biotita relicticas, y escaso cuarzo (Fig. 7D a F). Contiene frecuentemente cristales de circón y apatito, parcialmente asimilados y alterados, posibles remanentes del reemplazo de biotita (Fig. 7E).

Con el único mafito con que se contacta sin mediar alteración o productos de reacción es con biotita, hecho que puede observarse con claridad en las porciones paleosomáticas menos alteradas. En estos sectores, suele incluir parcialmente cristales frescos de biotita y 'copiar' la orientación preferente de los listones isorientados, definiendo ambos la foliación metamórfica.

En las porciones de roca en donde el neosoma es dominante, el ortopiroxeno aparece sólo como escasos relictos intensamente alterados hasta desaparecer por completo por sectores. Resulta particularmente corroído por cuarzo intergranular, mediando siempre entre ambos el anfíbol fibroso y a veces el actinolítico, con ilmenita como producto de la reacción.

Granate (Py_2 , Alm_{72} , Sp_2 , And_1 , Gro_{17}): muestra todas las etapas desde crecimiento intergranular con intercrecimientos granate-biotita y apófisis hacia los interespacios de otras fases mineralógicas a las que asimila (Fig. 7E y G), pasando por la etapa poiquiloblástica con inclusiones parcialmente absorbidas (cuarzo, plagioclasa, biotita, apatito, circón, ilmenita, raramente anfíbol, Fig. 7G), hasta desarrollar individuos idioblásticos con buen desarrollo de caras cristalinas con escasas o nulas inclusiones poiquilíticas. Su aspecto es límpido, fresco y no tiene indicios de deformación, excepto algún fracturamiento frágil que suele ser controlado en parte por las inclusiones (Fig. 7G).

Biotita (Ann_{60} , Phl_{31}): en las porciones de paleosoma mejor preservadas, se presenta en cristales alargados, orientados preferentemente, que marcan la primitiva foliación. La deformación interna se manifiesta en fracturamiento irregular y alguna curvatura inducida localmente por la interacción con minerales contiguos, en cuyo caso suele asociarse al combamiento una pérdida del color.

En las porciones en donde dominan las asociaciones que constituyen el neosoma, la biotita aparece como relictos de bordes corroídos y alterados hasta desaparecer totalmente por sectores como ocurre con el ortopiroxeno (Fig. 7H).

Plagioclasa (Ab_{61} , An_{32} , Or_7): en las porciones de paleosoma, muestra cristaloblastos que tienden a formar texturas granoblásticas poligonales con uniones triples (Fig. 7D). En estos sectores presenta alteración sólo incipiente a moderada. La deformación interna es moderada con extinciones ondulantes, curvatura de planos de macla primarios con acunamiento y borrado sectorizado de dichos planos (Fig. 7D y F), maclado secundario en sectores cristalinos más intensamente deformados y desarrollo de bandas kink.

En la medida en que los componentes del neosoma se hacen importantes, incrementa notoriamente el grado de alteración, pierde la identidad cristalina, persistiendo solo como islas de contornos irregulares con alteración extrema, a pesar de lo cual suele persistir como el único remanente reconocible del primitivo paleosoma (Fig. 7H).

Los productos de alteración son esencialmente clinzoisita y sericita, con albitización de la plagioclasa original. Suele mostrar mirmequitas y rebordes albiticos en el contacto con feldespato potásico y quedar totalmente incluida en cristaloblastos de este último, en cuyo caso siempre muestra alteración extrema (Fig. 7H).

Cuarzo: se presenta en cristales anhedrales con deformación de moderada a extrema. Presenta extinciones generalmente fragmentadas debido al desarrollo de subgranos, bandas de deformación y recristalización en bordes, aunque ésta última suele no ser muy intensa. Es menos abundante en las porciones remanentes de paleosoma y aumenta de tamaño de grano y cantidad en los sectores con neosoma, donde suele llegar a constituir megablastos elongados, con crecimiento intergranular, que corroen los minerales del paleosoma y muestran intensa deformación interna.

Estos megacristales contienen una gran cantidad de inclusiones acuosas salinas (Delpino 1990a, 1990b).

Anfíbol (Hbl Fe-Parg, Leake 1978): cristaloblastos intergranulares, con mayor frecuencia asociado a los componentes del neosoma (feldespato potásico, cuarzo). Presenta distribución irregular, disparidad del tamaño cristalino y crecimiento intergranular. Crece a expensas de los componentes del primitivo paleosoma, especialmente biotita y plagioclasa, y es particularmente abundante y desarrolla mayor tamaño cristalino en donde el neosoma es rico en cuarzo. Con ortopiroxeno se pone en contacto casi en todos los casos a través de un reborde de alteración de este último (anfíbol fibroso, reborde actinolítico). Con el granate muestra en cambio texturas de equilibrio, englobándolo a veces y siendo incluido en otras, no mediando en la mayoría de los casos bordes de reacción (Fig. 7G). Lo mismo ocurre con el feldespato potásico, presentando entre ambos contactos netos sin reacción visible ni texturas de reemplazo del uno sobre el otro.

La deformación intracristalina es sólo moderada con extinciones débilmente ondulantes en algunos individuos y fracturación frágil. La alteración es sólo incipiente en algunos casos, aún en los sectores de roca en donde los minerales del paleosoma muestran alteración avanzada.

Feldespato potásico (Ab_2 , An_1 , Or_{97}): cristaloblastos intergranulares. La forma de los cristales está definida por el avance intergranular y la morfología de los cristales a los cuales contacta, reemplaza y asimila. Es débilmente pertítico. La deformación interna, solo incipiente, se manifiesta en extinciones débilmente ondulantes tipo parche. La alteración es nula a incipiente (Fig. 7H). A veces poiquiloblástico con inclusiones de plagioclasa, biotita y accesorios.

Minerales accesorios: ilmenita intergranular es producto de las reacciones de alteración de ortopiroxeno y biotita. Aparece incluida en granate, anfíbol, feldespato potásico y cuarzo. Circón forma gránulos incluidos en componentes del paleosoma y tiende a desaparecer en los sectores de roca dominados por el neosoma, en donde los escasos relictos aparecen alterados. Apatito muestra cristales idiomórficos con secciones hexagonales o prismas cortos, dentro de minerales del paleosoma. Aparecen también como inclusiones en minerales del neosoma, comportándose como refractarios al proceso de migmatización.

Porciones de basamento ocre pegmatítico deleznable: La composición mineralógica es similar a la de bochones tenaces a los cuales envuelve, pero tiene algunas características diferentes que se detallan: 1) incrementa el tamaño de grano de los componentes; 2) la roca se hace deleznable y adquiere una tonalidad ocre; 3) la biotita relictica casi no aparece y cuando lo hace está intensamente alterada, el granate es de pequeño tamaño y suele ser euhedral, mostrando a veces relleno del parting esencialmente por biotita de grano fino; 4) todos los componentes minerales, paleosoma y neosoma, adquieren una orientación preferente por forma muy marcada e incrementa el grado de deformación interna de los mismos; 5) a la orientación preferente del conjunto, se agrega un fracturamiento frágil que afecta a la totalidad de los componentes de la roca (paleosoma y neosoma). Las fracturas, delgadas, suelen atravesar varios minerales manteniendo continuidad y una orientación paralela a la orientación de los minerales, definiendo ambos la foliación dominante (S_{CT}). Las discontinuidades mencionadas están rellenas casi universalmente por biotita pardo rojiza a verdosa de grano fino; 6) la alteración biotítica de grano fino, reemplaza a veces intensamente al ortopiroxeno, y a través de bordes y fracturas internas al feldespato potásico, plagioclasa, granate y anfíbol; 7) similarmente a lo que ocurre en la parte interna del bochón, la roca aparece por sectores claramente dominada por megacristales de cuarzo, poiquiloblásticos, que incluyen y corroen a la totalidad de la mineralogía preexistente. Estos megacristales contienen abundante cantidad de inclusiones acuosas salinas, y se asocian a las porciones de roca en donde los componentes del paleosoma, especialmente plagioclasa, se hallan más intensamente alterados a la asociación clinzoisita-sericita.

Interpretación

La roca descrita presenta una asociación de base representativa de facies granulitas constituida por Opx-Pl-Bt-Grt-Qtz, más los accesorios Zr y Ap, con típicas texturas granoblásticas y foliación marcada especialmente por la orientación preferente de biotita y ortopiroxeno. Esta asociación representativa del pico metamórfico, resulta texturalmente obliterada y reemplazada por agregados de disposición irregular consistentes esencialmente en feldespato potásico, cuarzo y anfíbol. Como resultado de este proceso, el granate tiende externamente a un crecimiento intergranular con tendencia al desarrollo de caras cristalinas, activado por la presencia de fluidos. Tanto los minerales del paleosoma como los del neosoma (excepto cuarzo) tienen solo deformación moderada, especialmente estos últimos.

En las porciones de basamento ocre, el incremento en la proporción y tamaño de grano de los minerales constituyentes del neosoma (pegmatítico), y la orientación preferente por forma de los mismos paralela a S_{CT} , se asocia a la carencia casi total de biotita paleosomática y a una escasa proporción de ortopiroxeno. Estas características indicarían que el evento de deformación que dió origen a la foliación S_{CT} , tuvo lugar sincrónicamente con la cristalización de neosomas.

La aparición de un fracturamiento continuo en las porciones de basamento ocre, caracterizado por la presencia de agregados de biotita de grano fino rellenando las fracturas, irradiando a partir de ellas y extendiéndose hacia discontinuidades intracristalinas y bordes de grano tanto de los constituyentes del paleosoma como del neosoma, indica que la fase deformacional F2 se extendió más allá de la cristalización final de los neosomas y como un efecto póstumo invierte la reacción progresiva $Bt+Qtz \rightleftharpoons Opx + Kfs + H_2O$, generando la asociación retrógrada $Bt+Qtz$.

Segregados pegmatíticos

(Localidades: Sierra de Bachicha-Cerro El Triunfo)

Aspecto mesoscópico: Se analizan conjuntamente segregados exclusivamente granatíferos y granatíferos-anfibólicos. En las localidades de estudio, los exclusivamente granatíferos están limitados a la Sierra de Bachicha y se asocian espacialmente a migmatitas granatíferas. Los granatíferos-anfibólicos han sido reconocidos en la porción media del perfil de Punta Tota y caracterizan a los segregados de C° El Triunfo. Los segregados pegmatíticos con anfíbol, se asocian espacialmente a migmatitas anfibólico-granatíferas y migmatitas granolíticas. Se han observado dos tipos de segregados: aquéllos que muestran pasajes graduales e incremento progresivo del tamaño de grano desde las migmatitas de grano más fino y aquéllos claramente segregados en venas y lentes, predominantemente concordantes con la foliación, pero con límites bien definidos. Los pasajes graduales son más característicos de migmatitas anfibólico-granatíferas, mientras que los límites definidos se observan más frecuentemente en segregados exclusivamente granatíferos, aunque ambas características suelen convivir en la escala de un mismo afloramiento.

Plagioclasa (Oligoclasa-Andesina, segregados granatíferos): megablastos con maclado polisintético según las leyes de albita y periclino. El primero tiene características primarias tendiendo a ocupar la totalidad del cristal, aunque por efecto de la deformación sufrida suele aparecer curvado, con límites difusos y borroso en sectores cristalinos más intensamente curvados hacia donde suele terminar con forma de cuñas. El maclado según ley de periclino tiene individuos separados por límites más nítidos, es más localizado y se asocia frecuentemente a él un grado más intenso de alteración del relicto.

Se presenta como megacristales con frecuente reemplazo por feldespato potásico que suele mantener una orientación constan-

te paralela a [010] de la plagioclasa, aunque más raramente rellena fracturas transversales. Esta feldespaticización de la plagioclasa es una característica que se repite en todas las pegmatitas, sean éstas anfibólicas o granatíferas, o pertenezcan a una u otra localidad de estudio (Sierra de Bachicha, C° El Triunfo). En el contacto con feldespato potásico se generan texturas mirmequíticas de grano grueso y rebordes albiticos (Fig. 8A). Resulta claramente contrastante la casi nula alteración mostrada por el feldespato potásico y la base de las mirmequitas, con la extrema alteración mostrada por la plagioclasa contigua (Fig. 8A y B). Esta característica se repite en el remplazo interno de la plagioclasa en donde pequeñas islas de feldespato potásico fresco aparecen totalmente rodeadas por la mineralogía de alteración que afecta al cristal de plagioclasa hospedante (clinozoisita-sericita).

Granate (Py, Alm₇₇ Sp, Gro₂₆, segregados granatíferos): se presenta en cristales con tendencia al idiomorfismo (Fig. 8B). No presentan signos de alteración, excepto el relleno de fracturas por biotita de grano muy fino. Contiene escasas inclusiones poiquiloblásticas, casi con exclusividad de cuarzo. No se observan bordes reactivos con el feldespato potásico, excepto por la presencia a veces de un fino reborde biotítico similar al que rellena las fracturas y parting interno.

Feldespato potásico (Ab, An, Or₉₆, segregados granatíferos): megablastos intergranulares, deformados pero no alterados, aún en los sectores en donde la plagioclasa aparece intensamente alterada. Presenta pertitas con varias orientaciones y disímiles características. Pueden ser reconocidas al menos dos orientaciones dominantes, dispuestas una de la otra casi en ángulo recto. La primera de tipo llama, grano grueso y límites difusos, suele abarcar la totalidad del cristal. En algunos sectores es posible incluso reconocer cristales de albita maclados producto de desmezcla. La segunda consiste de finos lentes alargados o cintas con terminaciones en cuña que a menudo tienen origen en bordes del cristal o inclusiones poiquilíticas. A veces aparecen curvadas acompañando la deformación intracristalina del hospedante o en sectores en donde la mayor intensidad de la misma se manifiesta en el desarrollo de maclado en parrilla, aunque este último no siempre va asociado a la pertitización (Fig. 8A). Localizadas en franjas estrechas, suelen en ocasiones semejar venas en echelon con desarrollo de configuraciones similares a aquéllas interpretadas como debidas a deformación progresiva por cizalla (Fig. 8C, compare con Ramsay y Huber 1983; Twiss y Moores 1992). Las características descriptas permiten asignar al segundo tipo de pertitas un origen por reemplazo y/o desmezcla inducido por deformación.

Cuarzo: megacristales con deformación desde incipiente con débiles extinciones ondulantes, a moderada con generación de bandas de deformación. Presenta escasa recrystalización con desarrollo de bordes indentados por la migración de bordes de grano y pocos granos recrystalizados, poligonales y con uniones triples, independizados del relicto mayor. No se observan prácticamente subgranos (Fig. 8B). Sólo por sectores, en bandas bien definidas, la deformación se intensifica, mostrando recrystalización avanzada e incremento de la deformación interna del relicto con desarrollo de bandas de deformación y extinciones fragmentadas por la presencia de subgranos. La recrystalización produce agregados de cristales pequeños, poligonales, con uniones triples a 120°. Por sectores presenta abundante cantidad de inclusiones acuosas salinas.

Biotita (Ann₇₁, Phl₂₉, segregados anfibólico-granatíferos): la biotita suele ser escasa, especialmente en las pegmatitas granatíferas en donde solo es posible observar pequeños relictos intensamente alterados. En las pegmatitas anfibólicas suele preservarse mayor cantidad de cristales, pero en todos los casos está también intensamente alterada y con relleno de planos de clivaje. Se observa una desferrización con pérdida del color de interferencia y pleocroismo. Como productos de la reacción se observa anfíbol e ilmenita. El anfíbol la reemplaza parcial o totalmente produciendo a veces pseudomorfismo.

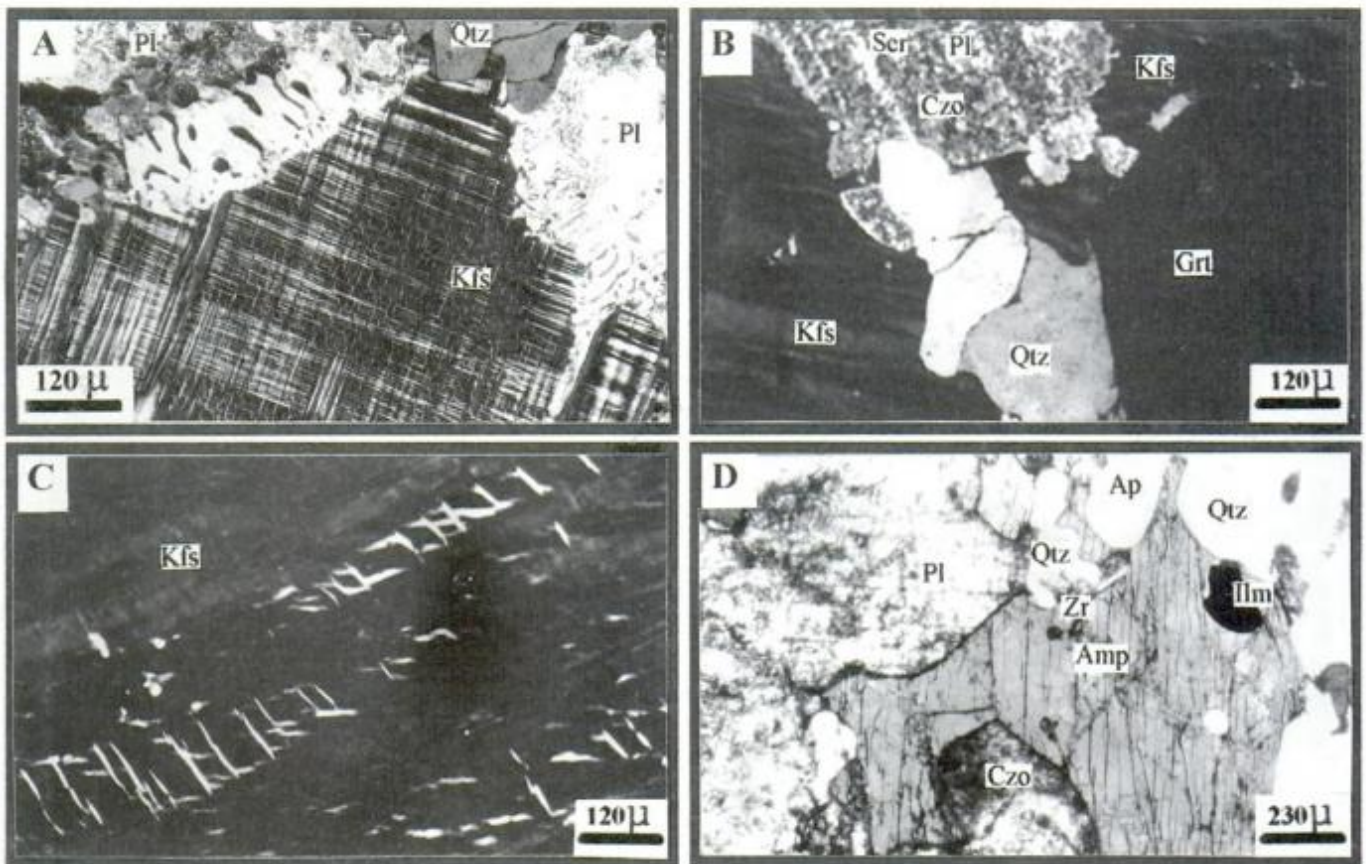


Figura 8. A, Megacrystal de feldespato potásico perítico, con maclado en parrilla. Obsérvese el desarrollo de texturas mirmekíticas en el contacto con plagioclasa y la notoria diferencia en el grado de alteración mostrado por la base de las mirmekitas y el feldespato potásico respecto del interior del cristal de plagioclasa (parte superior izquierda). Con nicoles cruzados; **B,** Granate con desarrollo euhedral, masivo y casi carente de inclusiones poiquilíticas. Obsérvese el crecimiento intergranular del feldespato potásico y la notable diferencia entre el grado de alteración de la plagioclasa por un lado y granate y feldespato potásico por el otro. Con nicoles cruzados; **C,** Megacrystal de feldespato potásico con perfitas en cuña desarrolladas en bandas de deformación intracristalinas. Obsérvese el diseño similar al desarrollo progresivo de venas en echelon en zonas de cizalla. Con nicoles cruzados; **D,** Megacrystal de anfíbol con crecimiento intergranular, poiquiloblástico. Nótese la diferencia apreciable en el grado de alteración de la plagioclasa y el anfíbol. Sin nicoles cruzados. **A-D:** Segregados pegmatíticos. Detalles en el texto. Abreviaturas según Spear (1995).

Anfíbol (Hbl Fe-Parg, Leake 1978, segregados anfíbólico-granatíferos): megacristales con disposición intergranular, sin signos notorios de alteración y sólo moderadamente deformados por sectores. Suelen incluir y reemplazar a biotita de cuya reacción con la plagioclasa proceden. En algunos sectores en donde la plagioclasa y biotita muestran signos de alteración extrema, ésta no se manifiesta en el anfíbol (Fig. 8D). A veces desarrolla poiquiloblastos con inclusiones de cuarzo, biotita, apatito, plagioclasa, ilmenita y circón (Fig. 8D). Solo localmente aparece con escasos signos de alteración y deformación, en las porciones de roca caracterizadas por una gran profusión de megacristales de cuarzo y un intenso reemplazo metasomático de la plagioclasa (esencialmente a Czo y Ser).

Accesorios: apatito y circón aparecen solo como escasos relictos intensamente alterados. Ilmenita es producto de las reacciones de biotita.

Contactos graduales entre segregados pegmatíticos y migmatitas de caja (Localidad: Sierra de Bachicha, sector a): Cuando se analizan los contactos graduales entre migmatitas de caja y segregados pegmatíticos, prácticamente no se observa variación mineralógica, aunque sí un incremento del tamaño de grano y de la proporción de componentes neosomáticos. A estas variaciones se agrega la presencia de dos foliaciones, una definida por la elongación de cristaloblastos de cuarzo, feldespato potásico y anfíbol (S,

?) y otra preservada en parte en la orientación preferente de biotitas y plagioclasas paleosomáticas, entre planos de la anterior (S, ?). En estos sectores es frecuente observar además un reordenamiento de las micas en concordancia con microfracturas continuas que atraviezan conjuntamente cristales de cuarzo, plagioclasa y biotitas relictos, y en paralelismo con la elongación de los minerales del neosoma. Feldespato potásico y anfíbol no muestran signos significativos de alteración y deformación moderada, en tanto que cuarzo, plagioclasa y biotita relictica evidencian deformación intensa y a veces alteración extrema de estas dos últimas.

Interpretación

Exceptuando a las pegmatitas granatíferas claramente segregadas en forma de venas y lentes, las características texturales y composicionales de estas rocas (salvo las proporciones relativas de paleosoma y neosoma y el tamaño de grano) no difieren mayormente de las de sus equivalentes migmatíticos de grano fino. Una característica que debe resaltarse, es que las pegmatitas granatíferas se asocian con migmatitas y gneises granatíferos, mientras que las pegmatitas anfíbólicas se asocian a migmatitas anfíbólicas. Existe pues, una relación espacial directa entre los cuerpos y

segregados pegmatíticos y sus equivalentes migmatíticos de grano fino de las cuales están separadas por pasajes graduales.

La segunda característica a ser resaltada es que los segregados pegmatíticos tienen como asociación básica la paragénesis observada en gneises (Pl-Bt-Grt-Qtz, más los accesorios Zr y Ap) al igual que las migmatitas que constituyen sus cajas. Las relaciones texturales entre la asociación de base y los componentes neosomáticos feldespato potásico-anfibol, así como el grado de deformación interna de una y otra asociación, son en un todo coincidentes con las observadas en las migmatitas contiguas.

La estrecha relación espacial entre migmatitas y segregados de aspecto pegmatítico de composiciones mineralógicas semejantes y relaciones texturales mineral a mineral en un todo coincidentes, indican un proceso común para ambos tipos litológicos. Los pasajes graduales con incremento progresivo del tamaño de grano, en la medida en que los componentes del paleosoma son reemplazados por los neosomáticos apoyan la hipótesis de una génesis común *in situ*. Las texturas observadas en migmatitas, donde feldespato potásico y anfibol se originan a partir de las reacciones incongruentes de biotitas, apoyan esta hipótesis.

Cuando se observan en detalle los contactos graduales entre migmatitas de grano fino y sus equivalentes pegmatíticos del sector inferior del perfil de Punta Tota, las características más notables desde el punto de vista estructural son la sobreimpresión de dos orientaciones, una definida por la elongación preferente de los componentes del neosoma (cuarzo, anfibol y feldespato potásico), y otra preservada entre dichos planos y remarcada por biotita y plagioclasa paleosomáticas. A estas características debe agregarse un microfracturamiento continuo desarrollado en paralelismo con la elongación de los componentes del neosoma, que se interpreta como un efecto póstumo ligado al desarrollo del segundo evento deformacional.

El incremento en el grado de alteración de los componentes del paleosoma con el aumento en las proporciones de neosoma, es una característica repetitiva y común a todas las migmatitas y segregados pegmatíticos asociados. Este fenómeno se interpreta como el resultado de la cristalización *in situ* de los neosomas y la consecuente liberación de agua. La liberación de fluidos en equilibrio con las fases en vías de cristalización, explicaría el notable contraste mostrado por los remanentes paleosomáticos intensamente alterados y los componentes del neosoma prácticamente inalterados. El incremento de la actividad del agua queda reflejado en la abundante cantidad de inclusiones fluidas alojadas en el cuarzo de las pegmatitas, para las cuales un origen relacionado a la desestabilización de los componentes del paleosoma, especialmente plagioclasa, explicaría satisfactoriamente su composición rica en Ca y Na (Delpino 1990a, 1990b).

En base a las características descriptas, el origen de la migmatización y formación de leucosomas de granulometría pegmatítica puede ser considerado como un proceso exclusivamente metamórfico. El incremento gradual del tamaño de grano asociado al aumento de porciones neosomáticas con desarrollo de texturas tipo 'parche' a nebulíticas y luego a segregados pegmatíticos en venas en la escala de un mismo afloramiento, puede ser interpretado a luz de un incremento del grado de fusión *in situ*.

Las pegmatitas granatíferas segregadas en venas y lentes, indicarían que se ha superado el porcentaje de fusión reológicamente crítico (Arzi 1978; van der Molen y Paterson 1979; Ashworth y Brown 1990), o un porcentaje aún menor a ese valor si se tiene en cuenta la presencia de esfuerzos diferenciales durante el proceso de migmatización (Nédelec *et al.* 1994 y referencias; Brown 1994). Los leucosomas separados de su fuente tienden a constituir migmatitas estromáticas y a migrar hacia niveles superiores mostrando relaciones de intrusividad con las rocas suprayacentes (anfibolitas, mármoles). A diferencia de los segregados graduales, éstos tienen aspecto ígneo con texturas granulares y están compuestos por una asociación mineralógica diferente con una plagioclasa más ácida, abundante granate euhedral (textural y com-

posicionalmente distinto al paleosomático), junto a escasos paquetes de biotita, feldespato potásico y cuarzo de gran desarrollo cristalino. El desarrollo cristalino notable, indica una concentración importante de elementos volátiles aportados por las reacciones de deshidratación incongruente de biotitas.

Consideraciones del estudio petrográfico-microestructural

El análisis comparativo de las rocas indica que todas poseen similares características texturales y composicionales originales, obliteradas en mayor o menor medida de acuerdo al tipo litológico considerado. Esto permite ligar, desde el punto de vista evolutivo, todos los tipos litológicos entre sí partiendo de un protolito cuyas características se han preservado parcialmente en todos ellos.

Las relaciones texturales y composicionales observadas, permiten considerar como el protolito más probable a los gneises de composición tonalítica aflorantes en el sector superior del perfil de Punta Tota, compuestos por la paragénesis $Pl_{Al_{45}} + Qtz + Bt_1 + Grt_1$, más los minerales accesorios Zr y Ap.

Estas rocas se caracterizan por una marcada foliación definida por bandas leucocráticas (Pl+Qtz) con un arreglo granoblástico poligonal, alternantes con bandas melanocráticas (Bt₁+Grt₁) con fuerte orientación preferente de biotita. Esta foliación, de tipo composicional bandada, ha sido previamente identificada en este trabajo como S₁, S₂, presenta en estas rocas flexuramiento apreciable en escalas meso y microscópica. Los constituyentes mineralógicos en su totalidad, muestran deformación plástica intracrystalina desde moderada a intensa, en condiciones de temperaturas medias a altas.

La asociación mineral descripta, con sus texturas aún reconocibles, constituyen los remanentes de paleosoma en migmatitas heterogéneas (Pl_{Al₄₅} + Qtz + Bt₁ + Grt₁ + Kfs ± Amp, acc. Zr + Ap + Ilm±Ti), y la asociación primitiva en granulitas (Pl_{Al₄₅} + Qtz + Bt₁ + Grt₁ + Opx + Cpx ± Amp, acc. Zr + Ap) a partir de la cual se desarrollaron las asociaciones anhidras.

Múltiples evidencias texturales y composicionales indican que las nuevas asociaciones minerales se generaron a partir de la primitiva paragénesis gnéica. Las asociaciones que forman los neosomas en migmatitas (Kfs±Amp±Qtz, acc. Ilm±Ti) incrementan siempre en relación directa a la disminución (y tendencia a la desaparición de las fases menos refractarias) de los componentes minerales del protolito. Estos cambios mineralógicos son acompañados por cambios texturales; la presencia de neosomas oblitera los primitivos arreglos minerales sobreimpresionando agregados cuarzo-feldespáticos con texturas granulares, usualmente con contactos interlobados entre granos. Se generan en consecuencia rocas con típicas texturas migmatíticas que, de acuerdo a la proporción de neosoma presente, varían desde tipo 'parche' a nebulíticas o estromáticas. Con frecuencia los productos de reac-

ciones incongruentes, especialmente los mafitos que crecen a partir de los máficos preexistentes, 'copian' la orientación preferente de estos últimos. Los nuevos minerales a diferencia de los remanentes del paleosoma, tienen deformación interna solamente de débil a moderada. Estos cambios mineralógicos y texturales pueden ser apreciados en la misma sección delgada, o comparando muestras con diferentes proporciones de paleosoma y neosoma.

Las relaciones mineral a mineral tal como los crecimientos poiquilobásticos, reemplazos pseudomórficos, texturas de reacción, etc., documentan ampliamente la procedencia de los minerales componentes del neosoma a partir de la asociación constituyente del paleosoma, principalmente via reacciones incongruentes de biotita. Las probables reacciones, en base a las relaciones texturales observadas y a la recopilación bibliográfica de ejemplos naturales y trabajos experimentales sobre rocas composicionalmente equivalentes, han sido ya expuestas en la interpretación realizada para cada tipo litológico en particular.

Las pegmatitas muestran ya sea transiciones graduales desde sus equivalentes migmatíticos de grano fino, o forman segregados en la forma de venas y lentes.

Las pegmatitas anfibólico-granatíferas ($Pl_{\text{haz}} + Qtz + Kf + Bt1 + Grt, \pm Amp, \text{acc. Zr} + Ap + Ilm \pm Ti$), no tienen diferencias notorias en las composiciones mineralógicas ni en las relaciones texturales mineral a mineral con sus equivalentes migmatíticos de grano fino, con quienes están siempre ligadas espacialmente. El incremento gradual del tamaño de grano hasta adquirir aspecto pegmatítico, va acompañado de un incremento en la proporción de componentes neosomáticos con texturas granulares y consecuentemente de la pérdida de la foliación S_1 , remarcada por la orientación preferente de los minerales del paleosoma. En los sectores donde se reconoce una segunda foliación (S_2, S_{CT}), los minerales del neosoma (Qtz, Amp y Kfs) desarrollan una orientación preferente por forma en paralelismo con dicha foliación.

Las pegmatitas granatíferas ($Pl_{\text{gr}} + Qtz + Kfs + Grt, \pm Bt_2$), claramente segregadas en venas y lentes, son las únicas rocas entre las descritas con composiciones mineralógicas y texturales diferentes. Se asocian espacialmente a migmatitas granatíferas en la mitad inferior del perfil de Punta Tota, pero los segregados han podido migrar hacia niveles superiores de la secuencia intruyendo litologías diferentes, como las anfibolitas y mármoles. Muestran típicas texturas granulares, una plagioclasa más ácida, un granate euédrico (textural y composicionalmente diferente al de gneises y migmatitas), y escasos paquetes de biotita de gran desarrollo cristalino, cristalizados a partir del fundido junto a feldespato potásico y cuarzo. Los leucosomas segregados en venas, emplazados mayoritariamente en concordancia con S_2 , han sido plegados conjuntamente con dicha foliación, con desarrollo de S_2 como foliación de plano axial.

Consideraciones genéticas

Las relaciones texturales y composicionales descritas, permiten postular el origen anatético *in situ* de migmatitas y segregados de aspecto granítico y pegmatítico, partiendo de un precursor gnéisico de composición tonalítica, con escasas granulitas interpretadas como restitas anatéticas. Las relaciones geoquímicas entre los diferentes tipos litológicos descriptos, a partir del análisis de elementos mayoritarios y trazas, sustentan satisfactoriamente esta hipótesis (Delpino y Dristas 1998).

Como referencia para el lector, las asociaciones neosomáticas y restíticas descritas en el presente trabajo, han sido observadas con suma frecuencia en terrenos metamórficos de alto grado donde se supone ha existido anatexis de un protolito de composición similar a la asociación paleosomática encontrada aquí, vía reacciones de deshidratación incongruente de biotitas, y corroborado dicho proceso a través de numerosos trabajos experimentales (Brown y Fyfe 1970; Clemens y Wall 1981; Thompson 1982; Le Breton y Thompson 1988; Conrad *et al.* 1988; Vielzeuf y Holloway 1988; Patiño Douce y Johnston 1991; Skjerlie y Johnston 1992; Nédélec *et al.* 1993 y referencias; Srogi *et al.* 1993; Skjerlie *et al.* 1993 y referencias). Dichas reacciones fueron, en el área estudiada, probablemente inducidas además del incremento térmico (Nédélec *et al.* 1993 y referencias; Srogi *et al.* 1993 y referencias), por deformación del filosilicato (Kerrick *et al.* 1980). La circulación de fluidos hacia los fundidos en vías de formación, dejaría tras de sí porciones de roca con deficiencia de agua que generarían restitas en facies de granulitas (Grant 1985a; Rutter y Wyllie 1988; Ashworth y Brown 1990; Skjerlie y Johnston 1992; Srogi *et al.* 1993 y referencias; Brown 1994).

El origen por anatexis cortical de migmatitas (así como de algunos de los cuerpos graníticos y pegmatíticos íntimamente asociados a éstas), ha sido ya planteada en el ámbito de las Sierras Septentrionales como hipótesis por algunos autores y firmemente propuesto por otros.

La revisión bibliográfica denota coincidencia general en los distintos autores en atribuir el proceso de migmatización de las sierras al evento tectono-metamórfico F_2-M_2 . En las áreas de estudio, las relaciones de campo y las características microscópicas sustentarían la hipótesis de que el proceso anatético pudo haber comenzado sincrónicamente con el segundo evento deformacional reconocido en las sierras y que dicho proceso se extendió más allá de la cristalización final de los neosomas: 1) En Punta Tota, la mayor profusión de segregados pegmatíticos asociados con migmatitas heterogéneas se encuentra en el sector inferior del perfil (sector a), donde dominan las estructuras del evento deformacional F_2 [S_2, L_2 (ejes de pliegues)]. El C° El Triunfo, al igual que el sector inferior de Punta Tota constituido casi exclusivamente por rocas migmatíticas con gran profusión de segregados pegmatíticos y escasas intercalaciones máfi-

cas, está caracterizado por la foliación S_{CT} , considerada aquí como equivalente a S_2 y desarrollada durante F_2 . En ambas localidades por lo tanto, la migmatización intensa se asocia espacialmente a las estructuras correspondientes al segundo evento deformacional; 2) Las superficies S_0 - S_1 , desarrolladas previamente al segundo evento deformacional, actuaron como superficies de control de desarrollo y emplazamiento de los neosomas; 3) Dado que el evento tectono-metamórfico correspondiente al Dominio C tiene las características de un evento deformacional de baja temperatura y escaso desarrollo en el área de Balcarce (Teruggi *et al.* 1974), y no ha sido reconocido en las áreas de estudio, la intensa deformación dúctil sufrida por los minerales constituyentes del paleosoma en condiciones de temperaturas medias a altas, puede atribuirse al evento deformacional F_2 . En oposición, la escasa deformación interna de los minerales constituyentes de los neosomas (típicamente Kfs, Amp, Grt), sumado a la orientación preferente por forma de los cristales en paralelismo con la foliación desarrollada durante la segunda fase deformacional, apoyarían la hipótesis de la cristalización sincrónica de estas especies con dicho evento; 4) La intensificación de la deformación plástica intracristalina de los minerales del neosoma, y la presencia de un fracturamiento continuo paralelo a S_2 que afecta tanto minerales del paleo como del neosoma, y está relleno por mineralogía que retrograda a ambas asociaciones, indica que el evento deformacional F_2 , se ha extendido más allá de la cristalización final de los neosomas, focalizando posiblemente su acción póstuma sobre las áreas con mayor grado de fusión.

Conclusiones

El estudio petrográfico-microestructural, permite establecer como el protolito más antiguo reconocido a los gneises biotítico-granatíferos. Estas rocas compuestas por la asociación Qtz-Bt-Pl-Grt más los minerales accesorios Ap y Zr dan lugar a través de sucesivas transformaciones, variables localmente, al resto de las rocas descritas.

La asociación mencionada puede ser reconocida en migmatitas como constituyente del paleosoma relíctico y en granulitas como la paragénesis a partir de la cual se desarrollaron las asociaciones anhidras, Opx-Cpx-Grt, localmente Amp.

Migmatitas, segregados pegmatíticos y granulitas, son el resultado del incremento de las condiciones térmicas del metamorfismo y representan eventos progresivos interrelacionados.

Las primeras son producto de anatexis e incorporan nuevas fases minerales como productos de reacciones incongruentes de biotita, constituyendo leucosomas cuarzo-feldespatícos y melanosomas anfibólico-granatíferos o granatífero-biotíticos a partir de la primitiva asociación constituyente de los gneises de composición tonalítica.

Los segregados pegmatíticos son producto del incremento en el grado de fusión y aporte de volátiles liberados por las reacciones de deshidratación de la biotita. La estrecha asociación espacial entre migmatitas de grano fino y pegmatitas de composiciones mineralógicas correspondientes, con relaciones texturales "mineral a mineral" en un todo similares, dan fundamento a esta hipótesis. Eventualmente algunos segregados han abandonado su lugar de origen y migrado emplazándose a distancia de su fuente, constituyendo cuerpos con aspecto ígneo y relaciones de intrusividad con sus cajas (anfibolitas y mármoles). Las granulitas son escasas, aparecen siempre inmersas en migmatitas, y representan claramente restitas anatécicas.

Evidencias de campo y observaciones petrográficas indican que el proceso de fusión parcial, se habría iniciado con mayor probabilidad contemporáneamente con la fase deformacional F_2 , la que se habría extendido más allá de la cristalización final de los neosomas.

Agradecimientos

Deseamos expresar nuestro agradecimiento al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y a su personal, por el uso del instrumental de laboratorio y vehículos para efectuar las campañas. A las Universidades de Göttingen (Alemania) y Waseda (Japón) por la confección de secciones delgadas y la realización de los análisis químicos de minerales con microsonda electrónica. A los correctores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina que con su revisión crítica han contribuido a una mejora sustancial de los manuscritos originales.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- Ashworth, J.R. y Brown, M., 1990. An overview of diverse responses to diverse processes at high crustal temperatures. En: Ashworth, J.R. y Brown, M. (Ed.): *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*, pp. 1-18. Unwin Hyman Ltd., London.
- Augustithis, S.S., 1985. *Atlas of the textural Patterns of Metamorphosed (Transformed and Deformed) Rocks and their Genetic Significance*. Theophrastus Publications S.A., 401 p., Athens.
- Becke, F., 1903. *Comptes Rendus in Cong. Intern. Vienna (1904)*: 553-570.
- Brown, G.C. y Fyfe, W.S., 1970. The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 28: 310-318.
- Brown, M., 1993. P-T-t evolution of orogenic belts and causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 150: 227-241.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36: 83-130.

- Cazeneuve, H., 1967. Edades isotópicas del basamento de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 5 (1): 3-10. Buenos Aires.
- Clemens, J.D. y Wall, V.J., 1981. Crystallization and origin of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist*, 19: 111-132.
- Conrad, W.K., Nicholls, I.A. y Wall, V.J., 1988. Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29: 765-803.
- Dalla Salda, L.H., 1975. Geología y petrología del basamento cristalino en el área de cerro El Cristo e Isla Martín García, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Museo La Plata. Tesis inédita.
- Delpino, S.H., 1990a. Determinación de la densidad, fracciones molares y volumen molar de inclusiones fluidas del sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-ClNa}$ a través de la platina de rotura y técnicas de observación visual, con especial aplicación a inclusiones de bajo contenido de CO_2 gaseoso. Primer Congreso Uruguayo de Geología. Actas, 1: 155-159. Montevideo.
- Delpino, S.H., 1990b. Inclusiones altamente salinas en las rocas de la porción oriental del basamento de Tandilia, Buenos Aires, República Argentina. Primer Congreso Uruguayo de Geología. Actas, 1: 161-165. Montevideo.
- Delpino, S.H. y Dristas, J.A., 1998. Geochemical relationships between gneisses, migmatites and pegmatitic segregates from the northeastern sector of Tandilia Basement, Buenos Aires Province, Argentina. *Terra Nostra* 98/5: 25-26. Bayreuth, Germany.
- Drescher-Kaden, F. K., 1982. About granitization. *Transformist's Petrology*: 9-25. Theophrastus Publications S. A., Athens, Greece.
- Grant, J. A., 1985. Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. En: Ashworth, J. R. (Ed): *Migmatites*, pp. 86-144. Blackie, Glasgow.
- Halpern, M y Linares, E., 1970. Edad rubidio-estroncio de las rocas graníticas del basamento cristalino del área de Olavarría, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (3): 303-306.
- Harley, S.L., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *American Journal of Science*, 126: 215-247.
- Kerrick, R., Allison, I., Barnett, R.L., Moss, S. y Starkey, J., 1980. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 221-242.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist* 63: 1023-1052.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.
- Nédélec, A., Minyem, D. y Barbey, P., 1993. High-P-high-T anatexis of Archean tonalitic grey gneisses: the Eseka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research*, 62: 191-205.
- Patiño Douce, A.E. y Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology 2: Folds and Fractures*. Academic Press Inc., 390 p., London.
- Rutter, M.J. y Wyllie, P.J., 1988. Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 331: 159-160.
- Skjerlie, K.P. y Johnston, A.D., 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 20: 263-266.
- Skjerlie, K.P., Patiño Douce, A.E. y Johnston, A.D., 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 365-378.
- Spear, F.S., 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington D.C., 799 p., U.S.A.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, 350 p., Oxford.
- Srogi, L., Wagner, M.E. y Lutz, T.M., 1993. Dehydration partial melting and disequilibrium in the granulite-facies Wilmington Complex, Pennsylvania-Delaware Piedmont. *American Journal of Science*, 293: 405-462.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 47: 51-96.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O., 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (3): 185-204.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O., 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. *Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 359-372.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Geológica Argentina*, 195 (1-2): 81-94.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L., 1974. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (3): 265-276.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1975. Tandilia. 6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires: 55-77.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: Turner, J.C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 2, pp. 920-965. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, 532 p., New York.
- van der Molen, I y Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 299-318.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Villar Fabre, J.F., 1955. Resumen geológico de la Hoja 32p, Sierras del Azul, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10 (2): 75-99.
- Villar Fabre, J.F., 1957. Descripción geológica de la Hoja 32q, Tandil. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 86.
- Winkler, H.G.F., 1978. *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. H. Blume Ediciones, 346 p., Madrid.
- Yardley, B.W.D., 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, 248 p., New York.

Recibido: 22 de diciembre, 1997

Aceptado: 1 de julio, 1999

NOTA BREVE

Hallazgo de estructuras estromatolíticas jurásicas en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz

Daniela S. MARCHIONNI^{1,2}, Raúl E. de BARRIO¹, Mario O. TESSONE¹, Miguel A. DEL BLANCO¹ y Horacio J. ECHEVESTE^{1,2}

¹Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, U.N.L.P.
Calle 47 N° 522, 1900 La Plata

²Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA)

ABSTRACT. *Discovery of Jurassic stromatolitic structures in the Deseado Massif, Santa Cruz Province.* Stromatolitic structures have been found in the central part of Deseado Massif, Santa Cruz Province, that could be spatially and temporally related to the Jurassic volcanism of the Chon Aike Formation, which is associated with gold epithermal mineralizations in the area. The stromatolites, which occur in association with partially silicified massive limestones, represent the first known algal origin structures in this region. The presence of stromatolitic structures within an environment controlled by siliceous volcanism, allow us to infer the existence of a geothermal system whose uppermost levels have been preserved.

Introducción

El motivo de esta contribución es dar a conocer el hallazgo de estructuras estromatolíticas relacionadas espacial y temporalmente al volcanismo jurásico de la Formación Chon Aike, vinculado en la región a mineralizaciones epitermales de metales preciosos (Schalamuk *et al.* 1997). Dichas estructuras, asociadas con niveles calcáreos masivos, en parte silicificados, fueron encontradas en el sector central del Macizo del Deseado, a los 47° 44' de latitud sur y 70° 04' 30" de longitud oeste, unos 15 km. al nordeste de la Ea. La Marcelina y constituyen el primer hallazgo comprobado de estructuras carbonáticas de origen algal en esta provincia geológica (Fig. 1).

Los estromatolitos juegan un papel muy importante como indicadores de las condiciones ambientales (Awramik 1992). Su presencia, en un contexto dominado por un volcanismo ácido con mineralizaciones epitermales asociadas, permite inferir la existencia de un sistema geotermal de tipo *hot spring*, del cual ha sido preservada su porción más somera.

Geología del área

En el área (Fig. 1) predominan flujos ignimbríticos de composición riolítica a riodacítica, correspondientes a la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), de edad jurásica media a tardía (Archangelsky 1967). En general, se observa que las ignimbritas conforman abruptos paredones de varias decenas de metros de al-

tura, mientras que en algunos sectores constituyen suaves lomadas de menor expresión topográfica.

Se identificaron dos facies ignimbríticas, a las que hemos denominado: "Ignimbrita La Marcelina", predominante en el sector occidental del área estudiada, e "Ignimbrita Las Lajas", que aflora preferentemente hacia el sector oriental de la misma. La primera de ellas se caracteriza por presentar cristales de plagioclasa y -en menor proporción- cuarzo y biotita, inmersos en una abundante base afanítica de color rosado a violáceo y con un alto grado de soldamiento. Posee además pequeños litoclastos de naturaleza volcánica, de coloraciones grisáceas y fiammes blanquecinos muy achatados, de hasta 10 cm de diámetro. Por sectores presenta una definida disyunción columnar. Por su parte, la "Ignimbrita Las Lajas", presenta una textura cristaloclástica, con abundantes cristales de cuarzo y plagioclasa además de anfíboles y biotitas parcialmente cloritizados, en forma subordinada. Esta facies carece de fragmentos líticos y su estructura eutaxítica aparece apenas esbozada en las superficies de diaclasas en forma de oquedades aplanadas algo orientadas. Presenta en general un diaclasamiento muy apretado, siendo los sistemas más importantes de azimut 95° (subverticales) y 185° (inclinación 75°E).

En algunos afloramientos discontinuos fueron observadas rocas tobáceas con coloraciones blanquecinas a amarillentas y fina laminación, con contenido fosilífero, y bancos de sedimentitas clásticas, asignables a la Formación La Matilde (Archangelsky 1967), la cual se encuentra interdigitada con la Formación Chon Aike. Correspondientes a esta última unidad fueron identificados asomos de brechas lapillíticas levemente argilizadas. La flora recolectada, si bien está integrada por

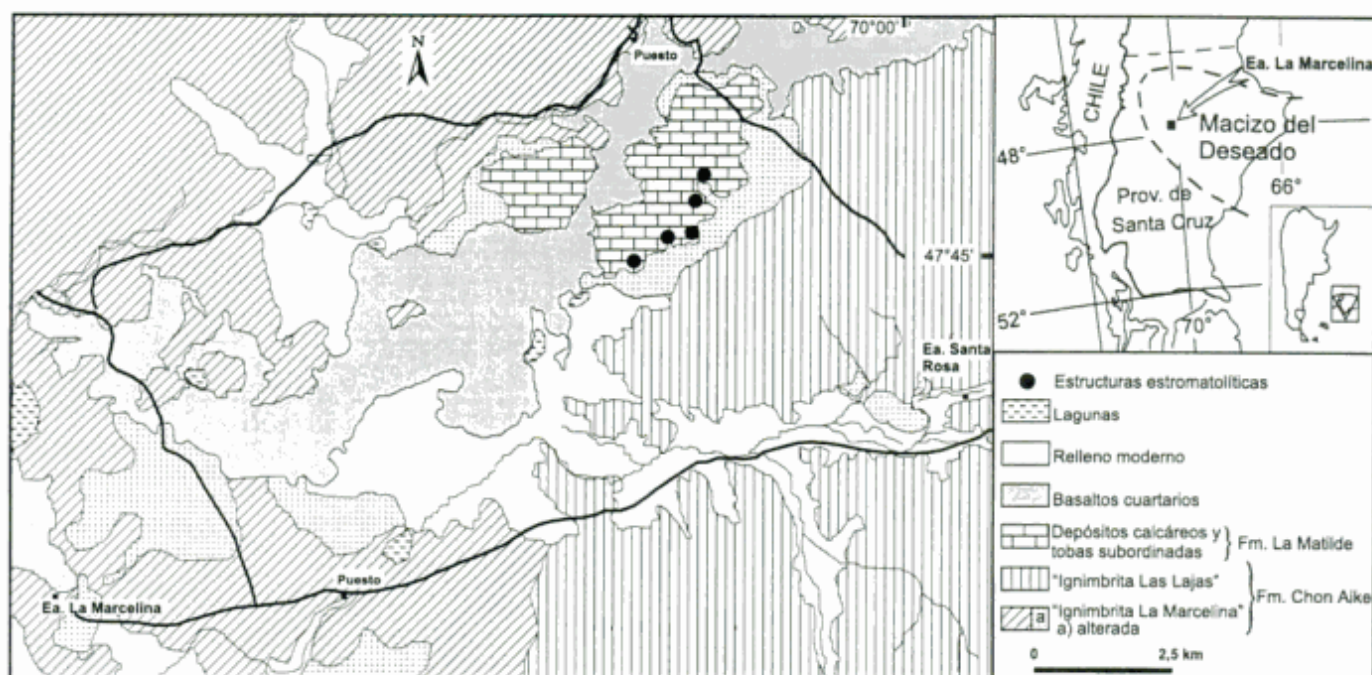


Figura 1: Ubicación geográfica del área de Ea. La Marcelina y esquema geológico de la zona de hallazgo de las estructuras estromatolíticas.

escasos restos vegetales en regular estado de conservación, es asimilable a asociaciones paleoflorísticas características de tiempos jurásicos (Baldoni com. pers.).

Subyaciendo a los niveles tobáceos finos, laminados, de la Formación La Matilde (Fig. 2) y por encima de la "Ignimbrita La Marcelina", han sido reconocidos depósitos carbonáticos parcial a totalmente reemplazados por sílice, que afloran en forma discontinua en una superficie cercana a 1000 ha. Están rodeados por rocas ignimbriticas con alteración argílica y finas venillas de cuarzo, ópalo y óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, posiblemente de origen hidrotermal. Los niveles calcáreos se han reconocido principalmente hacia el este de una colada basáltica cuaternaria de rumbo NE, mientras que al oeste de la misma prevalecen los asomos de composición silíceo (Fig. 1). En el borde oriental del área los niveles calcáreos descansan sobre bancos de sedimentitas clásticas representadas por areniscas sabulíticas a conglomerádicas de color amarillento, correspondientes a la Formación La Matilde.

Por encima y, en discordancia, aflora la Formación Santa Cruz (Mioceno temprano), constituida por chonitas y limolitas gris amarillentas, que afloran en sectores muy reducidos, hacia el oeste de la zona estudiada. Continúa la sucesión con los derrames basálticos encauzados, que cruzan el área en dirección NE, de edad cuaternaria. Completan la secuencia los depósitos aluviales modernos.

Las estructuras estromatolíticas

Los niveles calcáreos encontrados en el área de la Estancia La Marcelina, de coloración grisácea y aspecto

masivo, se encuentran parcial a totalmente reemplazados por sílice de grano fino (ópalo-calcedonia). En algunos sectores forman abultamientos de tipo algal, donde el grado de conservación de los mismos ha permitido el reconocimiento de estructuras estromatolíticas típicas.

Los calcáreos masivos alcanzan los 8 metros de potencia, presentando nódulos de ópalo tipo ftanita de color gris a negro de hasta 15-20 cm de diámetro, aunque los más comunes tienen entre 2 y 3 cm. Ocasionalmente se determinó la presencia de calcita recristalizada de tipo espático ocupando oquedades y fisuras. Frecuentemente se observan sectores con concentraciones de óxidos de hierro y manganeso que se disponen siguiendo los planos de estratificación o atraviesan los niveles calcáreos en fisuras.

Los calcáreos conservan a menudo la estructura estromatolítica original. Conforman abultamientos subsféricos que alcanzan 1,2 metros de altura (Fig. 3). Están formados por la coalescencia de estructuras dómicas de sección cilíndrica de hasta 1 metro de diámetro, caracterizadas por una marcada laminación

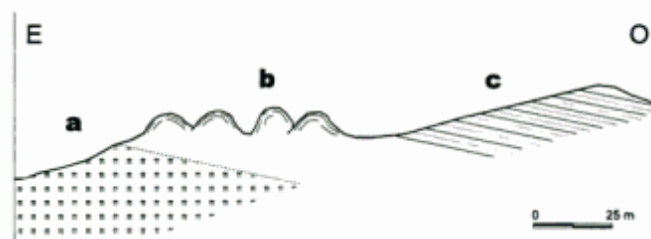


Figura 2: Perfil esquemático mostrando la relación estratigráfica de la Fm. La Matilde: calcáreos estromatolíticos (b) y tobas (c), con la "Ignimbrita La Marcelina" (a).

concéntrica de espesor submilimétrico, con frecuentes crenulaciones y ondulaciones (Fig. 4). En ocasiones, estas estructuras se desarrollan en torno a ramas y pequeños troncos petrificados.

El conjunto de las estructuras estromatolíticas presenta una disposición general que puede catalogarse como de tipo columnar-estratificado, siguiendo a Preiss (1976). Se identifican integrando estructuras de tipo cóncavo, en ramas de crecimiento paralelo a levemente divergente que, internamente, aparecen compuestas por láminas o bandas de disposición suavemente convexa, cuyos espesores varían de 300 a 400 micrones. Al microscopio aparecen constituidas por un conjunto de individuos carbonáticos de disposición fibroso-radiada, en ocasiones recrystalizado a un mosaico esparítico, cuyos cristales integrantes presentan tamaños que oscilan entre 30-50 micrones.

El reemplazo silíceo es parcial o total; la sílice es de tipo criptocrystalina (ópalo-calcedonia), pudiendo exhibir una microestructura fibroso-radiada. Observaciones petrográficas revelan además un pulso silíceo tardío, de aspecto bandeado, que rellena los espacios abiertos, frecuentemente resaltado por un contenido diferencial de minerales opacos.

En diversos afloramientos calcáreos se destaca la presencia de brechas silíceas de irregular distribución, constituidas por clastos de calcedonia angulosos a redondeados, cementados por sílice y óxidos de hierro y manganeso. Su génesis podría ser atribuida a fracturación hidráulica por la acción de fluidos hidrotermales, aunque no se descarta, en algunos sectores, una componente tectónica.

En el área ubicada al noreste de estancia La Marcelina, el muestreo geoquímico de los sectores carbonáticos y silíceos, además de los materiales cementantes (óxidos de hierro y manganeso), revela altos contenidos en arsénico (hasta 5416 ppm), coincidentes con los mayores guarismos de talio (163 ppm), mercurio (0,982 ppm) y molibdeno (165 ppm). El antimonio presenta en general valores bajos, con un comportamiento geoquí-

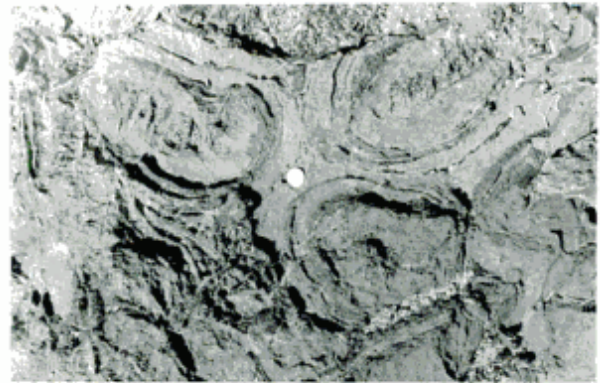


Figura 4: Detalle de estructuras estromatolíticas ovoidales vistas en planta. Escala: moneda de 10 centavos.

mico algo diferente, asociándose su máximo contenido a los calcáreos silicificados.

La existencia de los niveles estromatolíticos revela condiciones de aguas calientes, carbonatadas, en sectores costeros de antiguas lagunas, vinculadas a los procesos volcánicos jurásicos. Depósitos piroclásticos finos laminados, algo retrabajados, tales como tobas y tufitas finas silicificadas y posibles chonitas, con restos vegetales bien conservados, revelarían la escasa energía del ambiente donde se ha desarrollado una intensa actividad orgánica evidenciada por las estructuras estromatolíticas. Este hidrotermalismo podría estar vinculado a un sistema geotermal responsable del aporte de la abundante sílice que ha reemplazado en gran medida a los niveles carbonáticos.

Conclusiones

Estructuras estromatolíticas han sido reconocidas a lo largo de todo el registro geológico, en especial en tiempos precámbricos. Durante el Fanerozoico parecen haber decrecido en diversidad y abundancia, aunque están bien representadas en ambientes no marinos, en particular en los depósitos lacustres del Cenozoico (Awramik 1992). En el caso de las estructuras estromatolíticas encontradas en el área de la Estancia La Marcelina, el alto grado de preservación de las mismas ha facilitado su observación y análisis a distintas escalas. De acuerdo a su morfología y siguiendo la clasificación de Logan *et al.* (1964) se las puede asignar al tipo SH-V → LLH-C (*vertically stacked hemispheroids* → *close lateral linked hemispheroids*), inicialmente hemisferoides apilados y espaciados que evolucionan a hemisferoides estrechamente ligados, donde el espaciamiento entre las estructuras cóncavas es menor al diámetro de las mismas, dando a estos afloramientos el aspecto coalescente que los caracteriza.

Las estructuras identificadas en el área de Estancia La Marcelina son indicativas de ambientes de baja energía, someros, con aguas termales relacionadas po-



Figura 3: Afloramiento de estructuras estromatolíticas donde se observa la coalescencia de masas globosas subsféricas de 0,70-0,80 m de diámetro.

siblemente a un sistema epidermal. Es de destacar, en este sentido, que Walter *et al.* (1976) señalan la presencia de estromatolitos actuales en ambientes lagunares tipo *hot spring* en el Parque Nacional Yellowstone (USA).

Los resultados de los análisis químicos revelan que los valores en metales preciosos y base no son significativos mientras que los contenidos en arsénico, talio, mercurio y molibdeno son elevados, pudiendo corresponder a niveles muy superficiales del posible sistema geotermal.

Las estructuras estromatolíticas y depósitos calcáreos del área de estancia La Marcelina representan el primer hallazgo de rocas carbonáticas jurásicas en el Macizo del Deseado. Su asignación al Jurásico se basa, en parte, en la evidente relación estratigráfica (Fig. 2), ya que se encuentran intercaladas en terrenos de indudable edad meso a suprajurásica. Por otra parte, los restos vegetales encontrados, si bien de difícil determinación, apuntan a una edad jurásica.

Su posible relación a sistemas geotermales con metales preciosos haría de estos depósitos un elemento prospectivo de singular importancia, habida cuenta de la existencia de depósitos similares en otros sectores del Macizo tales como las áreas de estancias El Macanudo-El Mirasol y La Josefina, provincia de Santa Cruz (Schalamuk *et al.* 1997).

Agradecimientos

Los autores expresan su reconocimiento a Alicia Baldoni por el estudio de las plantas fósiles recolectadas. Este reconocimiento se hace extensivo a Raúl R. Fer-

nández por la lectura crítica del manuscrito y a Hugo Bassi quien, junto a otro corrector anónimo, han contribuido al mejoramiento de este artículo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (Nueva serie)*, Paleontología 5 (32), pp. 65-171.
- Awramik, S. M., 1992. The history and significance of stromatolites. En: Schidlowski M. *et al.* (Eds.): *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*, pp. 435-449. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Logan, B. W., Rezak, R. y Ginsburg, R. N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 68-83.
- Preiss, W. V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. En: Walter M. R. (Ed.): *Stromatolites*, 2 (1): 5-13. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Schalamuk, I. B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12: 173-186.
- Walter, M. R., Bauld, J. y Brock, T. D., 1976. Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vaccerrilla) from Hot Springs in Yellowstone National Park. En: Walter M.R. (Ed.): *Stromatolites*, 6 (2): 273-310. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Recibido: 17 de mayo, 1998

Aceptado: 1 de julio, 1999

NOTA BREVE

Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan

Carlos O. LIMARINO ^{1,2}, Pedro R. GUTIÉRREZ ^{1,2}, Daniel MALIZIA ³, Viviana BARREDA ^{2,4}, Stella PAGE ^{1,2}, Hector OSTERA ^{1,2,5} y Enrique LINARES ^{2,5}

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Andina Minerales S.R.L., San Martín 551, Cuerpo B, 2° Piso, Of 24, 1004 Buenos Aires

⁴Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, J.R. de Velazco 847, 1414 Buenos Aires

⁵Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *The age of the Palaeogene and Neogene sequences from Cordillera de La Brea and Zancarrón, Valle del Cura, San Juan Province. New data on the age of the Palaeogene and Neogene sequences cropping out in the Valle del Cura area (San Juan Province) are presented. Four radiometric ages obtained from Tobas Valle del Cura Formation suggest an Eocene to earliest Oligocene age for these rocks. Both palynological assemblages and radiometric dating indicate a Middle Miocene age for the upper part of the La Ollita Formation, whereas stratigraphic evidence suggests a Pliocene age for the Los Bañitos Formation.*

Introducción

Conformando el núcleo de la Cordillera de La Brea y buena parte de la Cordillera del Zancarrón en la Alta Cordillera de San Juan (Fig. 1), se extiende un conspicuo conjunto de sedimentitas terciarias, caracterizadas por su aspecto abigarrado e importante espesor (unos 1200 m). La estratigrafía de estas rocas no ha merecido hasta la fecha un examen detallado y por lo general se las ha identificado con varios nombres formacionales, a menudo de carácter local, siendo en su mayoría incluidas en el ciclo Neógeno. Groeber (1951) describió las sedimentitas terciarias aflorantes a lo largo del Valle del Cura considerándolas pertenecientes al Santamariense y refiriéndolas al Terciario en sentido amplio. Desde entonces, y salvo algunos datos aportados por Wetten *et al.* (1954), han sido pocos los trabajos que brindaron mayores precisiones sobre la estratigrafía de las rocas en cuestión. Wetten *et al.* (1954) propusieron el término "Serie del Yeso" para un conjunto de areniscas finas con intercalaciones de yeso, anhidrita, calizas y arcilitas, asignándola en forma tentativa al Paleoceno; estas mismas sedimentitas fueron descriptas previamente por Angelelli (1935) quien las creyó pliocenas.

Una nueva interpretación de la estratigrafía del Terciario aparece en el mapa de fotointerpretación geológica

elaborado por T.E.A. (1968). Sobre la base de este trabajo y de nuevas observaciones Aparicio (1975) propuso, por un lado, la denominación de Formación de Tobas Multicolores, para referirse a la Serie de Las Tobas Multicolores de T.E.A. y, por el otro, el de Formación La Ollita para incluir a la "Serie del Yeso" de Wetten *et al.* (1954). Otras divisiones alternativas han sido planteadas por geólogos de la Secretaría de Minería de la Nación. Así, por ejemplo, Borelli (1985) propuso el término Grupo de Las Tobas (asignado al Mioceno) para incluir a las Formaciones Barrancosa, Tobas Multicolores y La Ollita (de base a techo). Recientemente, al norte del área aquí estudiada, Nullo y Marín (1992) incluyeron en la Formación La Ollita (asignada al Mioceno), a las sedimentitas descriptas por autores anteriores como Formación de Tobas Multicolores.

Las diferentes interpretaciones de la estratigrafía del Terciario de esta región surgen de los siguientes hechos: 1) no se había producido el hallazgo de restos fósiles que permitieran mejorar el conocimiento de la edad de las unidades involucradas; 2) no se contaba con dataciones radimétricas de los diferentes niveles de volcanitas intercaladas entre las sedimentitas y 3) las relaciones estratigráficas existentes entre las unidades fueron rara vez observadas. No es el objetivo de esta comunicación proponer un nuevo modelo para la estratigrafía del Terciario de la región, sino dar a conocer



Figura 1: Mapa de ubicación.

nuevos elementos que en el futuro permitan establecer con mayor precisión la secuencia estratigráfica. Para ello se presentan cinco dataciones radimétricas de volcánitas intercaladas en las unidades sedimentarias, además se discute la edad de las asociaciones palinológicas halladas en niveles estratigráficos de la "Serie del Yeso".

Geología regional

La región estudiada corresponde a la Cordillera Principal de San Juan y comprende dos macizos montañosos principales: la Cordillera del Zancarrón y la de La Brea (Figs. 1 y 2). Esta última se encuentra separada por el río del Valle del Cura de la Cordillera de Colangüil.

Un bosquejo geológico de la región es presentado en la Fig. 2. Como allí puede verse las rocas más antiguas corresponden a volcánitas, pórfiros y brechas del Grupo Choiyoi (Pérmico-Triásico), las que están mejor expuestas sobre la Cordillera del Colangüil. El resto de la comarca está, casi en su totalidad, formada por sedimentitas terciarias, junto con coladas de volcánitas miocenas (Formación Cerro Las Tórtolas) y sedimentos pleistocenos. En lo que respecta a las unidades terciarias, y siguiendo la división propuesta por Malizia *et al.* (1997), hemos reconocido tres conjuntos estratigráficos principales, de base a techo: 1) Formación Tobas Valle del Cura, 2) Formación La Ollita y 3) la aquí denominada de manera informal Formación Los Bañitos. La primera de las unidades está integrada por tobas, conglomerados, areniscas tobáceas y areniscas líticas que suelen mostrar esporádicas intercalaciones de ignimbritas y andesitas. La Formación La Ollita comprende un conjunto de conglomerados, areniscas y pelitas rojas que hacia el techo muestran mayor participación de areniscas grises, potentes niveles de yeso e intercalaciones pelíticas. Finalmente, la Formación Los Bañitos incluye una secuencia abigarrada de conglomerados, areniscas, brechas y escasas tobas, dispuestas en posición horizontal o subhorizontal. Nuevos datos acerca de la edad de cada uno

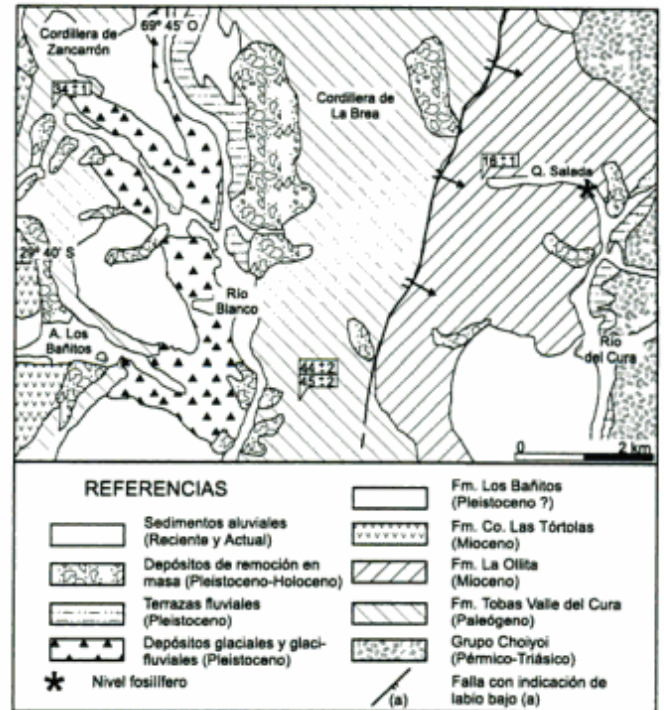


Figura 2: Mapa geológico de la zona en estudio indicando la ubicación de las muestras datadas.

de estos tres conjuntos estratigráficos serán discutidos a continuación.

Edades radimétricas

Se efectuaron un total de cinco dataciones radimétricas, correspondientes a tres conjuntos de volcánitas intercaladas dentro de las secuencias sedimentarias (Tabla 1). Las muestras fueron analizadas en los Laboratorios del INGEIS de acuerdo a la metodología de Linares *et al.* (1973). El cálculo del error se basó en el propuesto por Cox y Darlyme (1967), con las modificaciones pertinentes al laboratorio.

El primer conjunto de volcánitas corresponde a dos niveles de coladas andesíticas intercaladas en la Formación Tobas Valle del Cura, que afloran en la ladera occidental de la Cordillera de La Brea (Fig. 2). Se trata de rocas de color gris, que afectan térmicamente a los niveles arenosos infrayacentes y son erodadas en forma parcial por las areniscas conglomerádicas que las suceden, las que en ocasiones muestran fragmentos de estas volcánitas. Están formadas por fenocristales de plagioclasa, ortopiroxenos, clinopiroxenos, minerales opacos y anfíboles, distribuidos en una pasta interstertal de grano fino. La colada inferior ha proporcionado una edad de $45 \pm 2,0$ Ma y la superior de $44 \pm 2,0$ Ma (Eoceno medio, Tabla 1).

Un segundo conjunto corresponde a un nivel de ignimbritas y a una colada andesítica, pertenecientes a

Tabla 1: Datos analíticos y edades K/Ar sobre roca total obtenidas para las intercalaciones de volcanitas terciarias de Valle del Cura (Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, INGEIS). La escala de tiempo utilizada es de Gradstein y Ogg (1996).

Muestra	Litología	Concentración				Datación	Error (%)	Edad
		K (%)	K-40 (x 10 ⁻⁸ mol/g)	Ar-40 Rad. (x 10 ⁻¹⁰ mol/g)	Ar-40 Atmosférico (%)			
<i>Fm. Tobas Valle del Cura</i>								
PC37	Andesita	2.05	6.119	1.161	38.30	45 ± 2	3.60	Eoceno medio
PC41	Andesita	2.48	7.403	1.918	79.10	44 ± 2	3.40	Eoceno medio
PC89	Andesita	1.32	3.940	0.000	00.38	36 ± 1	3.10	Eoceno tardío
CZ85	Dacita-Riodacita	2.06	6.149	1.224	57.40	34 ± 1	3.30	Límite Eoceno-Oligoceno
<i>Fm. LaOllita</i>								
CZ28	Andesita	2.71	8.089	0.746	59.70	16 ± 1	3.60	Mioceno

la Formación Tobas Valle del Cura. La ignimbrita aflora sobre la ladera oriental de la Cordillera del Zancarrón (Fig. 2). Se trata de una ignimbrita de composición dacítica-riodacítica, de color rojo hasta morado (en ocasiones rosado pálido), en las que se reconoce a simple vista la estructura pumicea fina, abundantes fiames de forma lensoide y textura porfírica. Al microscopio dominan los fenocristales de plagioclasa (principalmente oligoclasa-andesina), granos de minerales opacos y escaso cuarzo. La pasta presenta lentes de flujo de disposición subparalela, tanto de naturaleza vítrea como desvitrificada con texturas microgranosas y granofíricas. En estas rocas fue obtenida una datación de 34 ± 1 Ma. Hacia el sur, en el arroyo Los Bañitos (fuera del área mapeada) la datación de una intercalación andesítica proporcionó una edad de 36 ± 1 Ma, ambos valores ubicarían a la secuencia en el Eoceno tardío.

Una tercera edad corresponde a una colada andesítica aflorante en la vertiente oriental de la Cordillera de La Brea (quebrada Salada, Fig. 2 y Tabla 1). Las rocas en cuestión se encuentran intercaladas próximas a la base del intervalo estratigráfico conocido como "Serie del Yeso" y que aquí es asignado a la parte superior de la Formación La Ollita. El valor obtenido de 16 ± 1 Ma, llevaría a ubicar a la parte superior de la Formación La Ollita en el Mioceno.

Microflora

El hallazgo de una interesante palinoflora en los afloramientos de la Formación La Ollita correspondientes a la quebrada Salada (vertiente oriental de la Cordillera

de La Brea) ha sido destacado por Malizia *et al.* (1997) y Barreda *et al.* (1998). La asociación palinológica es diversa y bien preservada y está integrada en su mayoría por elementos de origen continental (polen de angiospermas y gimnospermas, esporas de pteridófitas y briófitas, esporas de hongos, algas de agua dulce, leños y cutículas). Se recuperaron escasos elementos marinos, o de aguas salobres, como quistes de dinoflagelados y acritarcos, pero en proporciones muy bajas.

La asociación palinológica esta constituida fundamentalmente por angiospermas, con gimnospermas y helechos subordinados. Dominan las formas herbáceas y arbustivas representadas por angiospermas de las familias Cyperaceae (*Cyperaceapollis neogenicus*), Poaceae (*Graminidites* sp), Asteraceae (*Tubulifloridites antipodica*), Chenopodiaceae (*Chenopodipollis chenopodiaceoides*), Malvaceae (*Baumannipollis variaperturatus*, B. sp.), Anacardiaceae (*Striatricolporites gameiroi*), Symplocaceae (*Senipites patagonica*), Caesalpinoideae (*Margocolporites vanwijhei*) y Goodeniaceae (*Poluspissusites* sp.) entre los elementos más significativos. La única familia de gimnospermas que es abundante es la Ephedraceae (*Equisetosporites notensis*, *E. claricristatus*, *E. lusaticus*) y también se compone de formas arbustivas. Los elementos arbóreos, en cambio, son muy escasos y están representados, casi exclusivamente, por podocarpáceas (*Podocarpidites* spp.), se recuperaron algunos granos de polen de fagáceas (*Nothofagidites* sp.) y mirtáceas (*Myrtaceidites* sp.), pero en concentraciones muy bajas. Las esporas de pteridófitas (*Biretisporites* sp., *Deltoidospora* sp.) y briófitas (*Ricciaesporites* sp.) también son muy escasas. En algunos niveles son abundantes las algas de agua dulce (*Botryococcus* sp., *Pediastrum* sp.) y también se re-

conocen esporas de hongos. Por último, el escaso paleo-microplancton identificado corresponde a los géneros *Spiniferites* (dinoflagelado) y *Veryhachium* (acritarco). Esta asociación ha sido referida por Barreda *et al.* (1998) al Mioceno Medio.

Megaflora

Asociada a la microflora se han obtenido escasos restos vegetales, en su mayoría improntas de hojas de angiospermas comparables con monocotiledóneas de la familia Butomaceae o Hydrocaritaceae (Gutiérrez *et al.* 1997). El escaso número de ejemplares obtenidos no permite agregar mayor precisión a la edad de las sedimentitas portadoras.

Discusión

Hasta el presente no se contaban con datos precisos que permitieran establecer la edad de las tres unidades aquí consideradas. Así, por ejemplo en el caso de la Formación Tobas Valle del Cura, T.E.A. (1968) y Aparicio (1984) la ubicaron en el Terciario *s.l.*, mientras que Wetten *et al.* (1954) en el Paleoceno-Eoceno y Borelli (1985) en el Mioceno. Nuestras observaciones llevan a incluir en el Paleógeno a la unidad. Así, las dataciones obtenidas en la cordillera del Zancarrón permiten referirla al Eoceno más tardío-inicios del Oligoceno (34 ± 1 Ma, 36 ± 1 Ma) mientras que los valores señalados para la Cordillera de La Brea de 45 ± 2 Ma y 44 ± 2 Ma (véase Tabla 1), sugieren una edad eocena temprana a media para los niveles más bajos de la unidad.

En lo que respecta a la Formación La Ollita, Angelelli (1935) refirió, al menos a parte de la unidad ("Serie del Yeso"), al Neógeno (Plioceno?), mientras que Wetten *et al.* (1954) ubicaron en el Paleógeno las mismas rocas. Por su parte, las Formaciones Barrancosa y La Ollita fueron colocadas en el Terciario *s.l.* por T.E.A. (1968) y Aparicio (1984). Finalmente, Nullo y Marín (1992) refirieron su Formación La Ollita (formaciones La Ollita y Tobas Multicolores de Aparicio 1984), al Mioceno.

La información aquí discutida sugiere como más probable una antigüedad miocena para la Formación La Ollita. Lo dicho se basa, en primer lugar, en las relaciones estratigráficas de la unidad. En este sentido, si bien en el área analizada el contacto con la infrayacente Formación Tobas Valle del Cura no puede apreciarse claramente, en sentido regional parecen quedar pocas dudas de que los estratos de La Ollita suprayacen a la Formación Tobas Valle del Cura. Por otro lado, más al norte, en la Cordillera de La Ortiga, Malizia *et al.* (1997) han señalado una relación de discordancia angular entre ambos conjuntos. De lo expuesto puede de-

ducirse que la Formación La Ollita debería ser no más antigua que el Oligoceno basal.

En segundo lugar la datación obtenida en la quebrada Salada (16 ± 1 Ma) sugeriría que el intervalo estratigráfico correspondiente a la "Serie del Yeso" (parte superior de la Formación La Ollita) tendría una edad miocena media, lo que es consistente con las relaciones estratigráficas antes discutidas. La antigüedad señalada es también consistente con la sugerida por Barreda *et al.* (1998) para la microflora de la quebrada Salada y ubicada estratigráficamente por encima de los niveles datados. En síntesis, se sugiere una edad miocena (media?) para la parte superior de la Fm. La Ollita, aunque no puede descartarse que los términos basales pudieran alcanzar el Oligoceno.

Finalmente, un tercer conjunto estratigráfico corresponde a un grupo de estratos abigarrados (rojo, gris, etc.) dispuestos en posición horizontal y subhorizontal que coronan las mayores alturas de la cordillera de La Brea y se distribuyen sobre la vertiente oriental de la cordillera del Zancarrón. Estas rocas han sido muy poco citadas en la literatura, aunque ya Groeber (1951) se refirió a ellas como el "último grupo de depósitos terciarios" refiriéndolos al "tristecense" (=Plioceno temprano?). Una interpretación diferente fue dada por Wetten *et al.* (1954) quienes las ubicaron en su "Cuaternario basal" y discordante sobre las sedimentitas terciarias. Durante el levantamiento geológico de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, Malizia *et al.* (1997) propusieron nominar Formación Los Bañitos a este conjunto, considerándolo como formado inmediatamente después de los últimos movimientos del ciclo andino en la región.

Nuestras observaciones son consistentes en la relación discordante que guarda la Formación Los Bañitos, tanto con la Formación Tobas Valle del Cura como con la Formación La Ollita y por lo tanto aseguran una edad postmiocena para el conjunto. Por otro lado y teniendo en cuenta que estas rocas se disponen a grandes alturas, en especial sobre la Cordillera de La Brea y son claramente erosionadas por los depósitos de tills pleistocenos, los autores de esta contribución suponen más probable que las sedimentitas se hallan formado en el Plioceno.

La exactitud y concordancia de las edades radimétricas presentadas con la información paleontológica y estratigráfica, los errores estimados y las características de las rocas analizadas, permiten aseverar que los valores obtenidos corresponden a edades mínimas muy cercanas a las verdaderas.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a las autoridades del Servicio Geológico Minero Argentino su autorización para la publicación de los datos presentados. El pre-

sente trabajo ha sido realizado dentro del marco de los proyectos PID 0386 otorgado por el CONICET y PID Ex 053 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, A., 1935. Informe sobre las minas de plata "El Salado", de oro "El Rayado" y "El Morado". Con observaciones geológicas en las regiones de "El Salado", "Valle del Salto" y "Valle del Cura". Instituto Nacional de Geología y Minería, 21 p. (inédito).
- Aparicio, E., 1975. Mapa geológico de San Juan. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de Cuyo, 39 p. San Juan.
- Barreda, V., P. Gutiérrez y C. Limarino, 1998. Edad y paleoambiente de la "Serie del Yeso", Valle del Cura, provincia de San Juan: evidencias palinológicas. *Ameghiniana*, 35: 321-335.
- Borelli, D., 1985. Informe Valle del Cura (Zona de Reserva N°2: Jaguelito). Servicio Minero Nacional. Plan San Juan, 80 p. (inédito).
- Cox, A. y Darlyme, G.B., 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Journal of Geophysical Research*, 72(10): 2603-2614. Washington DC, USA.
- Gradstein, F.M. y Ogg, J.G., 1996. A phanerozoic time scale. *Episodes*, 19: 1-2.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", *Geología*, 1(5): 235-352.
- Gutiérrez, P., V. Barreda, L. Troilo, C. Limarino y E. Romero, 1997. Hallazgo de una asociación palinológica miocena en la "Serie del Yeso", Valle del Cura, San Juan. Resúmenes 10° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, 24. Mendoza.
- Linares, E., Kawashita, K. y Kleiner, L. 1973. Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el Laboratorio del INGEIS. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28 (2):133-146
- Malizia, D., C. Limarino, J. Sosa-Gómez, R. Kokot, F. Nullo y P. Gutiérrez, 1997. Descripción de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, escala 1:100.000. Secretaría de Minería de la Nación, 280 p. (inédito).
- Nullo, F. y G. Marín, 1992. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 323-335.
- T.E.A., Compañía Minera, 1968. Geología de la Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería de San Juan, (inédito).
- Wetten, F., J. Millan y B. Zakalik, 1954. Estudio geológico-minero de los yacimientos de azufre y alumbre del Valle del Cura. Dpto. Iglesia. San Juan. Dirección Nacional de Minería, 62 p. (inédito).

Recibido: 19 de mayo, 1998

Aceptado: 1 de julio, 1999

COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO

Calmels, A.P. y Carballo, O.C., 1999. **Geomorfología de las Regiones Secas**. 4, Los Cambios Climáticos: Supervivencias y Paleoformas, pp. 1-205. 5, Conclusión. Glosario. Índices, pp. 1-127. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa.

Con estos dos volúmenes se completa una obra dedicada a la Geomorfología de las Regiones Secas, que comenzó en 1996 con la Parte 1, referida a "El Medio Morfoclimático" y continuó, en 1997 con la Parte 2, sobre "Procesos Morfogénicos y los Suelos" y en 1998 con la Parte 3, referida a "El Modelado de las Geoformas" (véase comentario en esta Revista, vol. 53, 2: 286).

El volumen 4 de esta serie está dedicado a los cambios climáticos del pasado geológico, especialmente del Cuaternario, "cuyos testimonios han quedado documentados por las supervivencias o paleoformas". Para ello los temas principales que se examinan son: los cambios climáticos globales del Cuaternario, los paleoclimas recientes de las Regiones Secas y las consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones paleoclimáticas.

Los autores presentan, en primer lugar, una síntesis de los cambios climáticos globales mayores registrados durante el Cuaternario, para luego extenderse sobre los paleoclimas recientes de las regiones secas.

En esta segunda sección exponen, en el inicio, generalidades sobre las oscilaciones paleoclimáticas, tales como lo son los criterios que permiten afirmar la existencia de tales oscilaciones. A continuación siguen algunos ejemplos, de diferentes regiones mundiales, que permiten deducir oscilaciones climáticas, para luego discutir la utilización de diferentes evidencias, (e.g. barniz rocoso, pendientes, sedimentos fluviales, abanicos aluviales) como indicadores de fluctuaciones paleoambientales y la significación que, en un mismo sentido, tienen las cuencas de paleolagos y los médanos y sedimentos de las Regiones

Secas. Continúa esta sección con una discusión de los mecanismos de las oscilaciones paleoclimáticas en las regiones secas y concluye con una exposición sobre sus consecuencias geomorfológicas. En la última parte se analizan los glaciares, los sistemas de terrazas, las costras y la alternancia de fases eólicas y fluviales y se concluye con una referencia somera a algunos sectores áridos y semiáridos de la Argentina.

La siguiente sección de este volumen está dedicada a las regiones secas del mundo. Comienza exponiendo los principios empleados para clasificar las regiones secas, sigue con una clasificación y finaliza con un análisis de las características de diferentes tipos de regiones áridas y subáridas.

El volumen finaliza con un capítulo de orientación bibliográfica, en el cual las obras citadas están agrupadas temáticamente y, en la mayor parte de los casos, incluyen un breve comentario sobre el contenido.

El volumen 5 contiene una conclusión general sobre toda la obra y un extenso glosario que, como sus autores lo señalan, está dedicado a la Geomorfología en general más que a las regiones secas. La obra se completa con tres índices: uno de términos y expresiones, otro bibliográfico y finalmente uno temático.

Con estos dos volúmenes se completa una obra cuyos cinco libros brindan, al decir del prologuista, F. Fidalgo, un trabajo ordenado en su exposición y bien actualizado en los temas que presenta.

Con la conclusión de esta obra se afirma lo que dijéramos en un comentario anterior con respecto a su importancia y significación. Citando al prologuista, la comunidad geológica debe agradecer a los autores el esfuerzo realizado que brinda claros rumbos en la especialidad.

A.C. Riccardi
Museo de La Plata

COMENTARIO

Primer Encuentro Argentino de Investigaciones Fitolíticas Dr. Joaquín Frenguelli

Los días 19 y 20 de agosto de 1999 tuvo lugar en la ciudad de Diamante el Primer Encuentro Argentino de Investigaciones Fitolíticas. El principal objetivo de este Encuentro fue reunir a los investigadores interesados en esta disciplina, exponer el estado actual de los conocimientos en sus distintas líneas de investigación y coordinar las tareas futuras.

El Encuentro contó con la asistencia de investigadores de distintas Unidades Académicas de Argentina y Uruguay, los cuales realizaron la exposición formal de sus trabajos de investigación en curso. Siendo este el Primer Encuentro que se realiza en Latinoamérica de esta disciplina científica, la asistencia de colegas de Buenos Aires, Bahía Blanca, La Plata, Mar del Plata, Montevideo, Raileigh (Carolina del Norte), Resistencia, San Luis, San Rafael y Santa Fe, permitió el debate e intercambio de ideas entre los botánicos, arqueólogos, edafólogos, paleontólogos y geólogos.

Las actividades fueron organizadas en: comunicaciones, conferencias y una mesa redonda final, con debates de los diferentes temas. En lo que respecta a las comunicaciones, se presentaron los resultados de análisis fitolíticos en suelos, depósitos paleolimnológicos, secuencias sedimentarias y depósitos de sitios arqueológicos, como así también trabajos metodológicos y clasificatorios. Dentro de las conferencias realizadas, la doctora H. Bertoldi de Pomar rea-

lizó una mirada retrospectiva de las investigaciones fitolíticas latinoamericanas en las pasadas décadas. La profesora M. Osterrieth, en su conferencia, desarrolló las distintas aplicaciones de los análisis fitolíticos en el estudio de suelos y depósitos loésicos, haciendo especial hincapié en la tarea realizada por su grupo de investigación en el Sistema de Tandilia. Por su parte, el doctor I. Rovner disertó sobre la aplicación de los análisis fitolíticos en las investigaciones arqueológicas, ejemplificando las distintas metodologías, utilizadas desde estudios de culturas ancestrales hasta estudios históricos.

Finalmente se realizó una mesa redonda integrada por los conferencistas, en donde se trataron temas metodológicos y de aplicación de los análisis fitolíticos en las distintas especialidades y además, se realizó un debate donde se discutió la continuidad de estos encuentros y la realización de actividades conjuntas de los distintos grupos de investigación.

Entre las actividades complementarias se realizó un excursión en lancha por el Parque Nacional Pre-Delta, donde guiados por el servicio de guardaparques se recorrieron los distintos ecosistemas y ambientes de la reserva y se observaron muchos de los componentes florísticos y faunísticos de estos ambientes ribereños.

Alejandro F. Zucol

PREPARACION DE MANUSCRITOS PARA LA REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Las notas siguientes son complementarias de las "Instrucciones para los autores" que aparecen en la contratapa de la Revista de la Asociación Geológica Argentina. Es importante que los autores las lean antes de la preparación de los manuscritos y que se ajusten a las mismas. Esto evitará retrasos en la publicación de los trabajos y costos adicionales.

Pautas editoriales

Se consideran para publicar únicamente artículos **originales e inéditos** que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. Se aconseja a los autores la presentación de manuscritos con descripciones concisas y conclusiones claras sustentadas en los elementos descriptos. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje. Se enviarán copias del manuscrito a por lo menos dos árbitros designados por la Subcomisión de Publicaciones. Los árbitros serán investigadores idóneos en el tema tratado en el artículo.

Presentación del manuscrito

Enviar el original y dos copias del manuscrito a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso
1006 Buenos Aires
República Argentina

✓ Se reciben manuscritos en idioma castellano e inglés.

✓ Los manuscritos que no cumplan las normas serán devueltos a los autores sin arbitrar, para su adecuación a las normas. No se reciben manuscritos con correcciones.

✓ Los manuscritos deben estar impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a **doble espacio** y con márgenes amplios, de por lo menos 2,5 cm, a cada lado.

✓ Las páginas deben numerarse en forma correlativa, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados en el texto y las leyendas de las figuras, todos escritos a

doble espacio. Colocar las ilustraciones al final en páginas no numeradas.

✓ La **versión corregida** del manuscrito (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel (1 copia, salvo expresas instrucciones) y en diskette, grabado con extensión .txt, doc o .rtf, en procesadores de texto de uso corriente en PC y acompañado por los **originales de las figuras**. Incluir el texto, la bibliografía y las leyendas de las figuras en un único documento. Las tablas y figuras pueden enviarse como documentos separados, de acuerdo con las normas indicadas más abajo.

✓ En las etiquetas de los diskettes deben figurar claramente el nombre del primer autor del trabajo, el nombre abreviado del trabajo y la fecha de entrega del mismo, junto con el tipo y versión del programa usado.

✓ Si los manuscritos enviados a los autores para revisión son devueltos después de cuatro meses, serán tratados como artículos nuevos.

✓ Los originales de las figuras y fotografías no se retornarán a los autores salvo expresa solicitud de éstos al enviar la versión final del manuscrito.

Carta al Director de la Revista

El envío de un nuevo trabajo debe ser precedido por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una frase expresando que el trabajo es original y que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial del mismo en la Revista de la Asociación Geológica Argentina.

Los autores pueden sugerir nombres de colegas que consideren idóneos para actuar como árbitros. Estos pueden residir dentro del país o en el exterior. Se deberá adjuntar el lugar de trabajo y dirección de los árbitros sugeridos y, para trabajos en castellano, se debe informar si los árbitros del exterior tienen conocimiento adecuado de este idioma.

Primera Página

Debe incluir, en el siguiente orden:

✓ Título del trabajo. El título debe ser conciso, in-

formativo e indicativo del contenido del trabajo. Debe estar libre de giros innecesarios como "Sobre la importancia de ..." o "Algunas consideraciones acerca de ..." y de ambigüedades. Deben tenerse en cuenta las siguientes recomendaciones: A) Si usa un nombre estratigráfico local, agregar entre paréntesis la época o período geológico al cual esta unidad se atribuye. B) En el caso de usarse un nombre geográfico muy localizado, agregar la provincia o región. Sólo si trata de lugares fuera de la Argentina deberá agregarse el nombre del país. C) Si el título incluye un nombre de taxón genérico o específico agregar entre paréntesis la categoría taxonómica mayor que tenga amplio reconocimiento. Se evitará el uso de nombres de nuevos taxa en el título.

✓ Nombre de los autores: escribir el primer nombre de pila con la inicial en mayúscula y el resto en minúscula o sólo las iniciales; abreviar otros nombres; escribir el apellido en mayúsculas.

✓ Dirección Postal Completa. Puede incluirse el TE, FAX o correo electrónico si el autor así lo desea.

✓ En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia relativa a la publicación del trabajo. En este caso se adjuntarán en lo posible número de FAX, TE y correo electrónico.

✓ Indicar al pie de la página el número total de páginas, figuras y tablas que contiene el manuscrito.

Segunda y Tercera Páginas

✓ La segunda página incluirá un resumen del trabajo, 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 al inglés del título de trabajo. Asimismo deberá adjuntarse una versión en castellano del "Abstract" en la tercera página, que no será publicada pero se utilizará para facilitar la corrección de la versión en inglés.

✓ Los trabajos escritos en inglés, además del "Abstract", llevarán en la tercera página un "**Resumen**" en castellano con una traducción del título a este idioma.

✓ El resumen debe ser una síntesis de las ideas principales, argumentos y resultados del trabajo, y no meramente un enunciado del contenido. No debe incluir detalles metodológicos a menos que éstos sean totalmente nuevos para la ciencia, o esenciales para la comprensión del problema. Debe ser redactado en

forma clara e informativa y no debe incluir citas ni referencias.

✓ Las notas breves llevarán un abstract y resumen de una extensión máxima de 100 palabras.

Cuarta página y siguientes: texto

✓ El texto del trabajo comenzará en la cuarta página y conviene adoptar el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados y discusión, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto.

✓ La "**Introducción**" debe contener el objetivo del trabajo claramente expuesto, y destacar la importancia de la contribución en función del conocimiento actual del tema abordado.

✓ Las "**Conclusiones**" deben incluir nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis o hallazgos significativos. No deben ser un simple resumen de lo tratado.

✓ El texto debe ser tan conciso como sea posible y debe concentrarse en el problema a tratar. Debe quedar perfectamente clara la diferencia entre las observaciones e interpretaciones. Conviene tener en cuenta que las oraciones excesivamente largas y los giros complicados suelen resultar en confusión para el lector. Se tendrá especial cuidado en que las ideas estén expresadas con claridad y que el trabajo sea coherente a lo largo de todo su desarrollo, evitando contradicciones y repeticiones innecesarias. Por ejemplo, se evitará reiterar en el texto información ya ofrecida en tablas y figuras.

✓ El cuerpo del texto puede ser dividido mediante tres órdenes de subtítulos: el primero centrado, en mayúsculas y minúsculas y en negrita; el segundo contra el margen, en mayúsculas y minúsculas y bastardilla; el tercero contra el margen, en mayúsculas y minúsculas, bastardilla e incorporado al párrafo.

✓ No se admiten notas al pie de página. Deben seguirse las normas internacionalmente aceptadas para abreviar unidades de medida. Las expresiones como "*op cit.*", "*ibid*", "*vide supra*", etc. deben evitarse.

✓ Los nombres de las unidades estratigráficas deben estar de acuerdo con las normas propuestas en el **Código Argentino de Estratigrafía**.

✓ La mención de autores debe referirse a la lista de "Trabajos citados en el texto" al final del artículo. Indicar el apellido de los autores, el año de publicación y, cuando corresponda, el número de página después de dos puntos. Usar *et al.* para trabajos escritos por tres o más autores. Al transcribirse parte de un texto es obligatorio la referencia a la página original. Si

se citan varias referencias seguidas, deben estar ordenadas cronológicamente.

Obras consultadas

✓ La lista de obras citadas en el texto se coloca al final bajo el título "**Trabajos citados en el texto**".

✓ Debe prestarse especial cuidado al formato, orden y puntuación, según los ejemplos listados más abajo.

✓ La lista se confecciona con los siguientes criterios: a) por orden alfabético de autores; b) por orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor o de dos autores; c) en casos de tres o más autores el ordenamiento por fecha tiene prioridad sobre el alfabético; d) si dos o más citas de igual/es autor/es fueron publicadas en el mismo año se distinguen por las letras a, b, c, etc.

✓ En la lista bibliográfica deben mencionarse siempre todos los autores.

✓ Citar el año real de la publicación.

✓ El nombre de las publicaciones se escribe **completo** a continuación del título del trabajo. Utilizar siempre números **arábigos** para los tomos, volúmenes, etc. Para artículos aparecidos en congresos, indicar además el lugar de edición.

✓ En el caso de libros indicar el número total de páginas, el nombre del editor y el lugar de edición.

✓ Para artículos en simposios y publicaciones especiales debe indicarse el nombre del editor y el título completo de la obra en donde está incluido.

✓ Los títulos de los artículos se escriben siempre en el idioma original. En el caso de obras en alfabetos no latinos deben ser transliteradas o traducidas (siguiendo las normas internacionales) y el idioma original debe ser indicado al final entre paréntesis.

✓ Sólo se admite la mención de trabajos inéditos cuando éstos se encuentren en alguna biblioteca institucional que garantice su consulta por el público. Aún así se recomienda limitar al mínimo posible la cita de trabajos inéditos. En la lista bibliográfica, los datos completos del trabajo deberán estar seguidos por el nombre de la institución en donde el artículo puede ser consultado y por la palabra "inédito" entre paréntesis.

✓ La lista bibliográfica podrá incluir trabajos "en prensa" cuando éstos estén formalmente aceptados para publicación, indicando la revista y de ser posible el volumen.

✓ Los trabajos en preparación podrán ser citados

como "comunicación personal", (com. pers.). Las comunicaciones personales de todo tipo se mencionan solamente en el texto, seguidas por el año en que fueron realizadas. No figuran en la lista bibliográfica.

✓ Se recomienda controlar en forma cruzada la lista bibliográfica y las citas en el texto. Es especialmente importante que no falte ninguna de éstas en la lista final.

Ejemplos

Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5], p. 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Sobre las ilustraciones en general

✓ Se recomienda el máximo cuidado en la preparación de las figuras. Sólo se aceptan originales de alta calidad gráfica.

✓ Los dibujos, diagramas y fotografías serán considerados como "**figuras**" en todos los casos y deben numerarse correlativamente de acuerdo con la aparición de las citas en el texto. Se citan siempre en el manuscrito como (Fig....).

✓ Se recomienda agrupar a las figuras en conjuntos, de manera tal que tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el ancho de una columna de texto (8,5 cm). Se debe respetar siempre el formato de la caja (18 cm x 23 cm) o las proporciones de la misma para el caso de una reducción. Tratar de evitar las figuras

que requieran utilizar la caja en forma apaisada.

✓ En figuras compuestas la identificación de los elementos individuales se hace de izquierda a derecha y de arriba hacia abajo, con letra **minúscula** claramente visible en el rincón **izquierdo inferior** de la figura.

✓ Presentar en todos los casos copias de muy buena calidad de los dibujos y fotografías. Los autores retendrán los originales hasta el envío de la versión final del manuscrito. El tamaño de las letras no debe ser inferior a 2 mm luego de su reducción para publicación

✓ Se permite sin cargo una página de fotografías en blanco y negro cada 6 páginas de texto y una página de ilustraciones en general cada 4 páginas de texto. Los editores podrán solicitar la reducción de la cantidad de ilustraciones si se considera que no todas son necesarias. El costo de las ilustraciones en color o en tamaños mayores al de la caja correrá por cuenta de los autores.

✓ Todas las ilustraciones llevan escrito al dorso con lápiz el número correspondiente, el nombre de los autores y el título abreviado del trabajo.

✓ Los autores pueden indicar sobre las márgenes del texto, con lápiz, la posición aproximada en que desean que aparezcan figuras y tablas.

✓ Todas las ilustraciones deben ser originales. Los autores que deseen, como excepción, incluir material ya publicado deben ajustarse estrictamente a lo expresado en la sección reproducciones de esta nota.

Diseño de las Figuras

✓ En las figuras que lleven recuadro, éste debe ser de trazo fino. Evitar los recuadros cuando esto sea posible.

✓ Incluir una escala gráfica en todos los planos, mapas y perfiles, e indicar la orientación geográfica (N, S, E y O - no W). Los valores de latitud y longitud deben ser siempre indicados y se ubicados dentro del encuadre del mapa.

✓ Las figuras preparadas con computadora deben ser impresiones laser o de calidad similar, impresas a 300 dpi y 65 lpi. como mínimo.

✓ Enviar las figuras o copias en el tamaño final de publicación. Enviar figuras limpias, sin elementos mal adheridos. En ilustraciones producidas por computadora es aconsejable enviar los archivos correspondientes a las figuras. Los mismos pueden ser extensiones .cdr, .bmp, .tif, y .jpg. Si se manejan versio-

nes muy nuevas de un programa se recomienda grabar las figuras en versiones más "bajas" del programa (sin que se pierdan atributos) para facilitar el manejo editorial.

✓ Conserve como mínimo una copia de calidad original de su trabajo. La AGA no se responsabiliza por la pérdida o deterioro de los materiales en el correo.

Mapas

✓ Todos los mapas deben incluir el norte y coordenadas geográficas

✓ Se recomienda realizar mapas de ubicación del ancho de una columna o incluirlos en el mapa principal como en el caso de la figura ejemplo.

✓ Los límites entre las unidades deben estar claramente definidos.

Rastras

✓ Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados de puntos. No utilice rastras con gran incidencia de negro o con mínima incidencia de negro ya que se empastan (en el primer caso) o se pierden (en el segundo caso). Se recomienda utilizar tramas similares a las del ejemplo adjunto.

✓ Las tramas deben ser abiertas, pero lo suficientemente nítidas para que se facilite la lectura de las unidades representadas y la figura sea armónica a la vista.

✓ El fondo de las tramas siempre debe ser de color blanco y el frente de color negro.

✓ En caso de tener que usar grisados observe que se diferencien bien del entorno. Use valores entre el 20 y el 70% ya que los valores extremos (grises muy claros o muy oscuros) presentan dificultades al escanearse. No utilice en una misma figura grisados con menos del 20 % de diferencia.

Líneas

✓ Use preferentemente líneas negras, continuas, limpias y no menores de 0,1 mm. Evite las líneas muy finas.

✓ Anchos de línea que se recomiendan utilizar para ilustraciones a tamaño final:

✓ Para ríos permanentes, línea llena de color negro de 0,13 mm de ancho.

✓ Para ríos no permanentes, línea punteada de color negro de 0,13 mm de ancho.

✓ Para contornos entre unidades, línea llena de color negro de 0,1 mm de ancho.

✓ Para estructuras, línea llena de color negro de 0,3 mm de ancho.

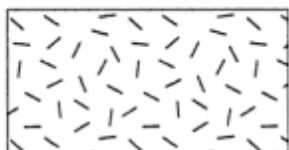
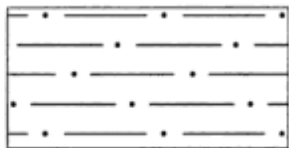
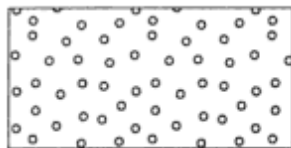
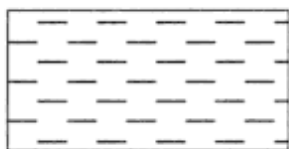
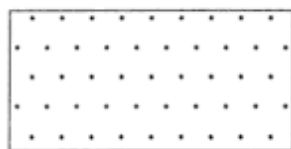
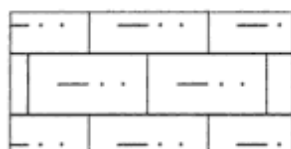
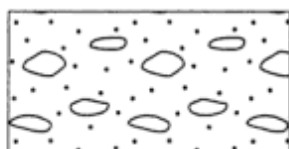
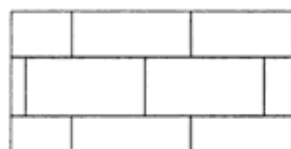
✓ Para indicar cortes y perfiles, línea llena de color negro de 0,3 mm de ancho en donde se indique con letras el perfil o el corte mostrado.

Texto en las figuras

✓ Use letra clara del tipo Arial o Helvética regular. El tamaño mínimo de letra que se puede utilizar en las figuras es de 6 puntos (2 mm), cuando éstas están realizadas al tamaño en que serán publicadas.

✓ Cuando se superponga texto a las tramas o líneas se debe generar un recuadro blanco por debajo del texto que permita su fácil lectura.

✓ El nombre de los ríos debe acompañar el desarrollo del mismo.



✓ El texto debe quedar de tal manera que se lea de izquierda a derecha. En el caso que se escriba de abajo hacia arriba no debe tener una inclinación mayor de 70 grados con respecto a la horizontal.

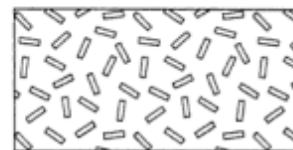
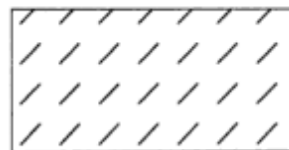
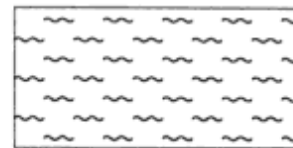
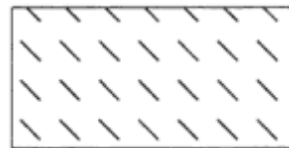
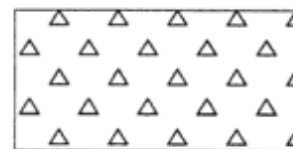
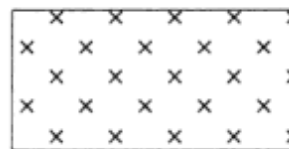
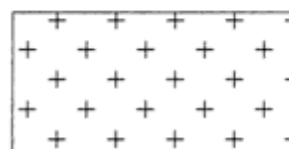
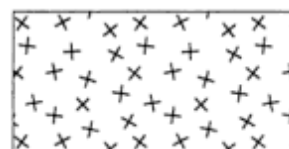
✓ Las letras más grandes no deben ser más que 3 veces mayores que las letras menores.

✓ Evite el uso de negrita en las letras pequeñas.

Fotografías

✓ Las fotografías deben ser de muy buena calidad, buen contraste y perfecto foco y estar libres de rayas y marcas. Siempre que sea posible llevarán escala gráfica. Se recuerda a los autores que las fotografías publicadas nunca pueden ser de mejor calidad que las originales.

✓ Todas las fotografías individuales que se reúnan en una sola figura deben tener similar contraste y tonalidades. Montarlas en un cartón blanco, próximas unas a otras pero sin tocarse ni superponerse. Cubrir las con un papel transparente adherido a la parte superior del cartón. Tener especial cuidado de que



Tipo de rastras y tramas cuyo uso se recomienda.

los bordes de las fotografías rectangulares sean perpendiculares entre sí y paralelos a los bordes de la página. Cada figura con fotomicrografías llevará una escala gráfica, que puede ser común o individual.

✓ Las copias deben realizarse en blanco y negro sobre papel brillante y no se aceptarán originales en colores para su reproducción en blanco y negro. La impresión a color correrá íntegramente a cargo del autor.

✓ En fotografías paleontológicas se seguirá la convención de iluminar al ejemplar desde el ángulo superior izquierdo.

Leyendas de figuras

✓ Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte, al final del manuscrito y no como parte de cada ilustración. Deberán ser claras y tratarán de explicar al máximo los aspectos relevantes que puedan observarse en ellas.

✓ En fotografías geológicas debe indicarse el tamaño de algún elemento de referencia.

✓ En fotomicrografías deben indicarse las condiciones de la luz (nicoses cruzados, etc.) y las condiciones de preparación de la muestra.

✓ En fotografías paleontológicas se indicará el nombre de cada ejemplar, su número de colección, la localidad y nivel estratigráfico, y el aumento final de publicación.

Tablas

✓ Las tablas deben reemplazar texto, no duplicarlo.

Ejemplo

Nivel de concreciones	C (cm)	A (cm)	Compactación %	Tipo
K 2	—	31,3	68	D
K 3	—	13,5	73	D
K 4	80	52,6	67	D
K 8-1	110	42,3	77	D
K 8-1	110	31,4	61	D
K 6	—	14,8	71	D
K 7	—	19,1	53	D
K 8	160	25,4	—	D
K 8	—	32,6	38	T
K 8	110	15,7	—	D
K 11	—	14,9	57	D
K 12	—	24,6	63	D

✓ Las tablas tendrán como máximo el tamaño de caja, aunque tratará de evitarse el uso de páginas completas apaisadas.

✓ Numerar las tablas correlativamente con números arábigos según el orden de aparición en el texto. Referirse a ellas en el texto como (Tabla...).

✓ Recordar que los decimales se separan de los enteros con **comas** en castellano y mediante **punto** en inglés.

✓ La leyenda de cada tabla se colocará inmediatamente arriba de ésta.

✓ Las tablas deberán escribirse con letras tales como Helvética regular o Arial. No usar tipos angostos o comprimidos. Usar cursiva sólo si es indispensable (e.g. nombres de géneros y especies). No utilizar grilla de líneas. Tratar de evitar las abreviaturas.

✓ Título: Luego de la palabra **Tabla** seguido de dos puntos, todo en negrita, sigue el texto de la leyenda en tipo normal.

✓ Las distintas partes de la tabla irán separadas por líneas horizontales: el encabezamiento de la tabla se colocará entre una línea doble, por arriba, y una simple, por debajo. Usar mayúscula sólo para la primera letra de cada encabezamiento de columna. En caso de usarse unidades de medida, colocarlas abreviadas por debajo de cada encabezamiento.

✓ La primera columna llevará justificación izquierda, tanto en el encabezamiento como en el cuerpo de la tabla. Las restantes columnas se colocarán centradas, alineadas en los decimales. El cuerpo de la tabla quedará encerrado entre líneas simples. Evitar espacios excesivos entre columnas.

Clasificación de los Artículos

Los artículos recibidos se clasificarán y tratarán de la siguiente manera:

✓ Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas, lo que equivale a unas 15 páginas impresas. La publicación del trabajo podrá verse demorada si la adecuación de la calidad técnica del manuscrito requiriera de esfuerzos excepcionales por parte de los editores o árbitros.

✓ Artículos cortos: (artículos novedosos y/o invitados): artículos que presentan desarrollos e información novedosos de trascendencia internacional. La extensión del manuscrito no debe superar las 10 páginas excluida la bibliografía. El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial acelerado.

✓ Notas breves: con menos de 4 páginas manuscrito.

tas excluida la bibliografía, con una figura como máximo y resumen. El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

- ✓ Comentarios y réplicas.

Pruebas y separados

✓ Los autores recibirán para su corrección un juego de pruebas.

✓ La finalidad de ellas es la de corregir errores de impresión o diagramación, no la de alterar la redacción o hacer agregados. Los gastos que se originen por cualquier modificación no presente en el manuscrito original correrán por cuenta de los autores.

✓ Si las pruebas corregidas no son recibidas por la Subcomisión de Publicaciones en el lapso de dos semanas de su envío a los autores, la Subcomisión de Publicaciones se hará cargo de la corrección.

✓ Junto con las pruebas el autor recibirá un formulario de pedido de separados, el cual incluirá el número de separados, el costo de ellos y de todo otro gasto a pagar por el autor (exceso de ilustraciones, figuras o tablas, figuras en color, etc.). Todos ellos deberán abonarse antes de la impresión del trabajo.

Reproducciones

✓ Los autores que deseen incluir en sus artículo reproducciones de figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, son responsables de obtener permiso escrito de quien corresponda a tal efecto. El original de este permiso se adjuntará al presentar el manuscrito.

✓ No se aceptarán trabajos que incluyan material de este tipo con la sola indicación de "Tomado de ..." o "Según ...". Expresiones como "Adaptado de ..." o "Tomado de ..." deben reservarse para ilustraciones que hayan sido apreciablemente modificadas con aportes originales.

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

✓ Las solicitudes de permiso para reproducir total o parcialmente artículos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina deben dirigirse a la dirección indicada para enviar los manuscritos. La Comisión Directiva normalmente permitirá a los autores la reproducción ulterior de partes de sus propios artículos y, para otorgar permisos a terceros, se requerirá del consentimiento de los autores.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se consideran para publicar únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica", publicado en el número 2 del tomo 54. Todos los manuscritos recibidos serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener la calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

Enviar tres copias del manuscrito a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1er piso 1006 Buenos Aires

Se reciben manuscritos en castellano o inglés, impresos en A4 o carta, en una cara, a doble espacio y con márgenes de por lo menos 2,5 cm. Las páginas deben numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados y las leyendas de las figuras. Colocar las ilustraciones en páginas sin numerar. Los manuscritos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del manuscrito (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel y en diskette, con extensión .txt, doc o .rtf, en procesadores de texto de uso corriente en PC y acompañado por los originales de las figuras.

El envío de un nuevo trabajo debe ser precedido por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una frase expresando que el trabajo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial del mismo en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo; nombre de los autores; dirección postal completa. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando en lo posible FAX, TE y correo electrónico. Indicar al pie el número total de páginas, figuras y tablas. La segunda página incluirá un resumen del trabajo con un máximo de 250 palabras. Para artículos en castellano el resumen será en inglés, se titulará "Abstract" e irá precedido por una traducción del título. Deberá adjuntarse una versión en castellano del "Abstract" en la tercera página, que sólo se utilizará para la corrección de la versión en inglés. Los trabajos en inglés llevarán, además del "Abstract", un resumen en castellano con la traducción del título, en la tercera página. El texto del trabajo comenzará en la cuarta página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, métodos, resultados y discusión, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de las unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía.

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y tablas, numeradas correlativamente y citadas en el texto. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Se debe respetar siempre el formato de la caja (18 x 23 cm) o sus proporciones. Tratar de evitar las figuras en forma apaisada.

Se permite sin cargo una página de fotografías en blanco y negro cada 6 páginas de texto y una página de ilustraciones en general cada 4 páginas. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Las figuras preparadas con computadora deben ser impresiones laser o similar, a 300 dpi y 65 lpi como mínimo. Enviar las figuras en el tamaño de publicación. Es aconsejable enviar los archivos de las figuras en extensiones .cdr, .bmp, .tif, .jpg. Conserve una copia de calidad original. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use preferentemente líneas negras, continuas, limpias y no menores de 0,1 mm.

Para el texto en las figuras use letra clara como la Arial o Helvetica regular. Las fotografías deben ser de buena calidad y estar en foco y libres de rayas y marcas y, de ser posible llevarán escala gráfica. Numerar las tablas correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como (Tabla...).

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas [Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.*

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. *Código Argentino de Estratigrafía*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Autores; Separados y costos a pagar por el autor

Al menos la mitad de los autores de los artículos publicados deberán ser socios de la Asociación Geológica Argentina. Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación. No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Clasificación de los Artículos

a) Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no será mayor de 30 páginas. Se publicarán en lo posible en orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) Artículos cortos: que presentan desarrollos novedosos de trascendencia internacional. La extensión no deberá superar las 10 páginas (excluida la bibliografía). El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

c) Notas breves: artículos cortos, menos de 4 páginas, excluida la bibliografía, con una figura como máximo y resumen. Recibirán un tratamiento editorial especial.

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

Augusto P. Calmels

YPF S.A.

Panamerican Energy LLC.

Petrolera Argentina San Jorge

y los aportes de:

S. Archangelsky

J.C. Benvenuti

M.K. Brodtkorb

A.R. Gramajo

H.J. Pendola

O. Ruiz Huidobro

E.R.D. Saccone

F. Vervoorst

Edición realizada por Vergara Oroño-Frascarelli ediciones
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de setiembre de 1999
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires

GUIDELINES FOR AUTHORS

Original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America are considered for publication. More detailed instructions to authors were published in vol. 54 (2) of the *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Manuscripts are sent to at least two reviewers.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Manuscripts in English or Spanish are acceptable. Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. They must be submitted on either 21.5 x 28.0 cm (8 1/2 x 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide a minimum 2.5 cm margin. All pages must be numbered beginning with the abstract through the figure captions. Tables and figures (on a separate page at the end of the manuscript) should not be included in numbered pages.

The corrected version of the manuscript (after reviewed) must be sent in hard copies and diskette, in electronic format (PC compatible text files with .txt, .doc or .rtf extension), together with final copies of all illustrations.

The cover letter should include the title of the paper and the name of the authors together with a statement that the manuscript is original, and has not been and will not be submitted for publication elsewhere.

The first page must include in the following order: title, name and complete addresses of authors. The corresponding author must be indicated, with FAX, phone and e-mail contact numbers. The total number of pages, figures and tables must be indicated.

The second page must include an abstract that is not expected to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. The third page must include a Spanish version of the abstract. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the fourth page. Organisation of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgements, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every four printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript. Avoid illustration requiring the use of pages in landscape way.

Colour plates can be published if the author bear the full extra cost in advance of publication. Figures prepared with a computer should be submitted as laser prints or high-quality laser print paper. Print copies at least at 300 dpi and 65 lpi. Submit figures at final size of publication. Computer disk files of figures are welcome. They can be .cdr, .bmp, .tif, or .jpg files. Keep at least one original-quality copy of all figures. If possible, use patterns instead of dot screens. Use clean, black lines no finer than 1 or 2 points. For text in the figures, clear fonts like Arial or Helvetica are re-

commended. Submit good quality, original prints of photographs with all review copies of the manuscript, with a graphic scale if possible. Tables should be consecutively numbered with Arabic numbers. They should be referred as (Table ...) in text.

References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of the editor and the city of publication.

- Angelelli, V. and Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. In: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Angelelli, V. and Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.*
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Unpublished).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.*
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.*
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989.* Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Authors; Reprints and costs to be paid by authors

To publish in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina. Copyright to all papers published in the *Revista* belongs to the Asociación Geológica Argentina. Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs. Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Kinds of contributions

- a) Artículos normales (Normal articles): research papers with text not longer than 30 pages (excluding references).
- b) Artículos cortos (Short articles): short, high impact, provocative data supported papers of international interest. The text must not be longer than 10 pages (excluding references). Guidelines are similar to that of the Artículos normales.
- c) Notas Breves (Short notes): short notes not longer than 4 pages excluding references and bearing a maximum of one figure.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 54 - Número 2 - Págs. 97-192
Buenos Aires - Junio 1999

Registro de la Propiedad
Intelectual 999530

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104