

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 53 N° 2 1998



53 2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

145-288

25 de septiembre de 1998

ISSN

0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 53, Number 2, June 1998

CONTENTS

ARTICLES

Strike-slip tectonics along the southern border of Yalguaraz basin, Mendoza.

José María Cortés, pp. 147-157

Provenance of arenites from San Jose and Las Arcas Formations (Neogene) in the Entre Ríos locality, Province of Catamarca

Arturo Villanueva García and Ramona Ovejero, pp. 158-166

Hydrogeochemistry of a semi-arid system, Suquia River, Córdoba: 1. Sources of major ions

Diego M. Gaiero, pp. 167-186

The relationship between morphogenesis and pedogenesis in the NE slope of the Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires

Fernando X. Pereyra y José A. Ferrer, pp. 187-196

Skarn Zonation and Fluid Evolution in Copina, province of Córdoba

Marta Franchini, Raúl Lira and Jorge Sfragulla, pp. 197-211

Some Gastropoda from Río del Peñón Formation (Carboniferous-Permian) Province of La Rioja

Gabriela A. Cisterna and Nora Sabattini, pp. 212-218

The Lower Palaeozoic of the Sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy

María Cristina Moya, pp. 219-238

Marine Phosphates in the Paleogene of Isla Grande de Tierra del Fuego

Eduardo B. Olivero, Liliana N. Castro, Roberto A. Scasso, Ana M. Fazio and Patricia Miretzky, pp. 239-246

Cañada del Puerto Skarn, province of Córdoba: an example of water, hydrogen and fluorine-rich metasomatism

Marta Franchini, Raúl Lira and Jorge Sfragulla, pp. 247-260

Transpressive reactivation of the Triassic faulting during the tectonic inversion of the Cuyana Basin

Armando C. Massabie, pp. 261-272

Stratigraphic relationships between Tertiary formations in western Santa Cruz Province

Horacio H. Camacho, Jorge O. Chiesa and Sara G. Parma, pp. 273-281

SHORT NOTE

⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and structural features of the Cerro Varela Formation (Triassic), Province of San Luis

Carlos H. Costa, Carlos E. Gardini and Christopher J. Schmidt, pp. 282-285

BOOK REVIEW

Calmels, A.P. y Carballo, O.C., 1998. Geomorfología de las Regiones Secas. 3, El Modelado de las Geofomas. pp. 1-251. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de la Pampa

A. C. Riccardi, p. 286

ERRATA

Article by Vásquez, C.A., *et al.* Vol. 53,1, pp. 286

ON THE COVER

Pyroclastic rocks of La Matilde Formation, Upper Jurassic. In the foreground upright trunks of *Araucaria*. Fossil forest Natural Park, Santa Cruz Provincia, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-1-3253104; 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
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
VOLUMEN 53, NÚMERO 2 , JUNIO 1998**

CONTENIDO

ARTICULOS

Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza <i>José María Cortés</i>	147-157
Procedencia de las arenitas de las formaciones San José y Las Arcas (Neógeno) en la localidad de Entre Ríos, Catamarca <i>Arturo Villanueva García y Ramona Ovejero</i>	158-166
Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el río Suquía, Córdoba: 1. Fuentes de iones mayoritarios <i>Diego M. Gaiero</i>	167-186
Relación morfogénesis-pedogénesis en la vertiente nororiental de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires <i>Fernando X. Pereyra y José A. Ferrer</i>	187-196
Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Córdoba (64° 39' O - 31°30' S) <i>Marta Franchini, Raúl Lira y Jorge Sfragulla</i>	197-211
Algunos Gastropoda de la Formación Río del Peñón (Carbonífero - Pérmico), Provincia de La Rioja, Argentina <i>Gabriela A. Cisterna y Nora Sabattini</i>	212-218
El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy <i>Marta Cristina Moya</i>	219-238
Fosfatos Marinos del Paleogeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego <i>Eduardo E. Olivero, Liliana N. Castro, Roberto A. Scasso, Ana M. Fazio y Patricia Miretzky</i>	239-246
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. <i>Marta Franchini, Raúl Lira y Jorge Sfragulla</i>	247-260
Reactivación transpresiva del fallamiento triásico durante la inversión tectónica en la Cuenca Cuyana <i>Armando C. Massabie</i>	261-272
Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz <i>Horacio H. Camacho, Jorge O. Chiesa y Sara G. Parma</i>	273-281

NOTA BREVE

Dataciones ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), Provincia de San Luis <i>Carlos H. Costa, Carlos E. Gardini y Christopher J. Schmidt</i>	282-285
---	---------

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

Calmels, A.P. y Carballo, O.C., 1998. Geomorfología de las Regiones Secas. 3, El Modelado de las Geoformas. pp. 1-251. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de la Pampa <i>A. C. Riccardi</i>	286
--	-----

ERRATA

Artículo por Vásquez, C.A., <i>et al.</i> Vol. 53,1	286
---	-----

TAPA

Rocas piroclásticas de la Formación La Matilde, Jurásico superior. En primer plano troncos *in situ* de *Araucaria*. Monumento Natural de los Bosques Petrificados, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Foto Focus / Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.- Fax: 54-1-3253104; 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: U\$S 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



WWUP-9C2-5XE5



REVISTA

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

Director

R. A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

P. P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires
S. Lanés, Universidad de Buenos Aires
M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires
R. A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.
R. Andreis, Universidad de Río 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.

COMISIÓN DIRECTIVA

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*
(1997 - 1999)

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. Augusto E. Rapalini, Dr. Roberto A. Scasso.

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

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. Horacio Rimoldi, Dr. Pedro N. Stipanovic.

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 Alcude, Universidad Nacional de Jujuy.
La Plata: Dra. A. M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.
Neuquén: Lic. Nélica Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Plaza Huincul: Lic. M. A. Rebasa, YPF.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A. M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.A.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.
San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suarez, 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.
Zapala: Lic. J.C. Danieli, Dirección Provincial de Minería.

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.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. 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. Geología, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESPE, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C. C. 1662, Asunción.

Copyright © 1998. 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.

Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza

José María CORTÉS

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *Strike-slip tectonics along the southern border of Yalguaraz basin, Mendoza.* The Yalguaraz intermontane depression is located between the Frontal Cordillera and Precordillera in the northern Andean region of Mendoza. The Cerro Redondo range (32°10' S and 68°44' W) displays a thick Siluro-Devonian section intruded by Miocene andesitic bodies at the southern margin of this intermontane tectonic basin. The range is crossed by the wide north-west striking, Yalguaraz Shear Zone. Structures of two tectonic cycles were recognized. The older one (Late Devonian - Early Carboniferous) developed a sinistral shear zone under a simple shear regime. Thrust sheets within the shear zone were distorted and segmented by strike-slip faults in lonzenged shape blocks. In the Cerro Redondo range, the second cycle is represented by major divergent strike-slip faults and secondary extensional faults bounding the blocks, and results from divergent (transtensional) simple-shear rejuvenation of the Paleozoic shear zone during late Cenozoic Andean deformation. The location of southern border of the Yalguaraz depression is controlled by this shear zone. Oblique paleotectonic features such as Yalguaraz Shear Zone seem to modify the kinematics of Cenozoic deformation and contribute to the morphotectonic segmentation of the Andes at these latitudes.

Introducción

La depresión longitudinal de Barreal-Uspallata, localizada entre la Precordillera y la Cordillera Frontal del norte de Mendoza y sur de San Juan, sobre el tramo de los Andes Centrales caracterizado por subducción subhorizontal de la placa de Nazca (27° a 33° de latitud sur), presenta distintos estilos estructurales a lo largo de su extensión. Zonas fracturadas oblicuas al orógeno constituyen discontinuidades tectónicas que dividen dicha depresión en diferentes segmentos, caracterizados por una particular geometría y cinemática estructural (Cortés 1994). Un rasgo morfotectónico destacado en su diseño, es una inflexión de rumbo noroeste localizada entre los 32°00' y los 32°30' de latitud sur. Dicho tramo oblicuo de la depresión Barreal-Uspallata, integrado por las depresiones Leoncito y Yalguaraz, está asociado a numerosas fracturas regionales de dirección NO (Amos y Roller 1965; Baldi y Vaca 1982; Cortés y Costa 1993). En medio del "valle de Uspallata" y limitando por el sur la depresión de Yalguaraz (Fig.1), se encuentra un alto estructural cenozoico (alto El Abra) constituido por las lomadas de la Manera, las cuchillas del Tigre y el cordón del Cerro Redondo.

Este trabajo forma parte de un proyecto de investigación acerca de la segmentación tectónica de la

Precordillera mendocina y de la depresión intermontana Barreal-Uspallata, el cual pone especial énfasis en el estudio de las zonas de cizalla que subdividen dichas unidades morfotectónicas. Se da a conocer aquí información acerca de la estructura del tramo oblicuo de la depresión Barreal-Uspallata (depresión de Yalguaraz, Fig. 1a). Para ello resultó apropiado el estudio estructural del borde norte del alto estructural El Abra (Fig. 1b), en particular del cordón del Cerro Redondo, cuyas estribaciones septentrionales atraviesan gran parte de la depresión de Yalguaraz, exponiendo un corte transversal de las estructuras paleozoicas y cenozoicas impresas en el substrato allí aflorante.

Síntesis estratigráfica

El cordón del Cerro Redondo y el resto de las elevaciones que componen el alto estructural El Abra, forman parte de una extensa faja silúrico-devónica que comprende la mitad occidental de la sierra de Ansilta, elevaciones menores en medio de la depresión Barreal-Uspallata y parte del flanco oriental de la cordillera del Tigre. Dicha faja se compone de depósitos pelíticos y arenosos marinos, equiparables (Caminos 1979; Cortés 1989) al Grupo Ciénaga del Medio (Amos y Marchese 1964). En las zonas de

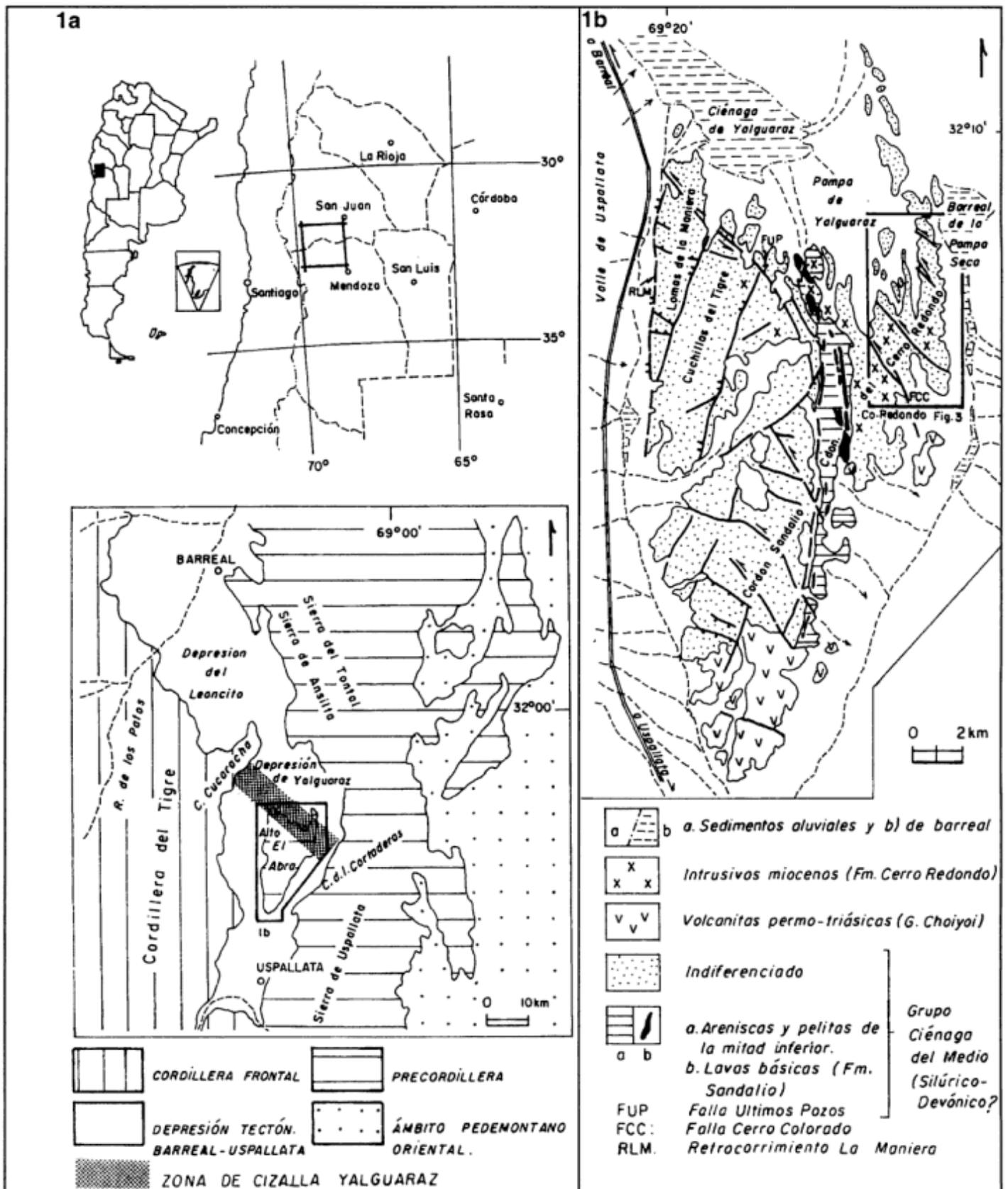


Figura 1: a, Mapas de ubicación. b, Mapa geológico del alto estructural El Abra y ubicación del sector estudiado en la parte norte del cordón del Cerro Redondo.

mayor deformación estas rocas pasan a pizarras, filitas y metagrauvas. Inmediatamente al oeste del cerro Redondo afloran fajas de areniscas grises de colores ocres por alteración (asignables a la Formación Hilario) y lutitas varicolores (Formación Lomitas Negras) que constituyen los términos inferiores del Grupo Ciénaga del Medio. Allí, Cortés (1992) ha observado intercalaciones y emplazamientos tectónicos de lavas almohadilladas de composición basáltica (Formación Sandalio). En el sector norte del cordón del Cerro Redondo afloran los términos superiores de la sucesión paleozoica (Formación Tontal), en los que se distinguen secciones compuestas por pelitas y areniscas pelíticas finas, de color gris claro, con laminación entrecruzada y una sección arenosa de coloración general gris oscuro, integrada por una alternancia de areniscas medianas a gruesas con niveles guijosos y areniscas pelíticas intercaladas. El espeso complejo volcánico riolítico permo-triásico (Grupo Choiyoi) que constituye el cuerpo principal de la Cordillera Frontal, constituye escasos y reducidos afloramientos en el cordón del cerro Redondo y al este de la depresión de Uspallata. Tanto en Cordillera Frontal como en el borde occidental de la Precordillera, se reconocen los productos de un magmatismo neógeno de arco (Ramos *et al.* 1991); en el alto El Abra se han intruido stocks, filones capa y diques de pórfiros andesíticos y dacíticos (Formación Cerro Redondo), de edad miocena inferior-oligocena superior (Massabie *et al.* 1976, Ramos *et al.* 1991). Las unidades antes citadas constituyen el substrato del relleno cenozoico de la depresión de Barreal-Uspallata. Dicho relleno está constituido por sucesiones continentales volcano-sedimentarias de edad neógena cuyos afloramientos están localizados principalmente cerca de Uspallata (Cortés 1993) y en la depresión de Barreal (Baldis *et al.* 1982) y por depósitos pedemontanos, fluviales y de bajos endorreicos cuaternarios.

Estructura del cordón del Cerro Redondo y serranías adyacentes

Las rocas paleozoicas que constituyen el margen sur de la depresión de Yalguaraz muestran los efectos de sucesivas deformaciones.

Las deformaciones ocurridas durante el Paleozoico originaron primero una estructura de pliegues y corrimientos de vergencia occidental y luego *boudinage* generalizado y fallas de desplazamiento de rumbo vinculadas a un régimen de cizalla simple (Cortés 1989). Se reconocen dos juegos conjugados de fallas con desplazamiento de rumbo, orientadas al NO (sinistrales) y al NE (dextrales). El primer juego (310°-330°) presenta una mayor frecuencia en superficie y ha tenido un rol directriz en la cinemática de la defor-

mación del margen sur de la depresión de Yalguaraz, donde conforma una zona de cizalla regional.

La deformación cenozoica dio origen a la unidad morfoestructónica denominada alto estructural El Abra; dicho bloque fue ascendido mediante un corrimiento de vergencia oeste o retrocorrimiento (*backthrust*) localizado en su borde occidental (Retrocorrimiento Las Manieras, Cortés 1994). En el sector norte de ese alto estructural en cambio, la tectónica cenozoica reactivó mediante desplazamientos de rumbo y oblicuos las primitivas fallas paleozoicas de orientación NO configurando una estructura en bloques de distintas dimensiones en toda esa zona. Los elementos estructurales de ese sector conforman en su conjunto una amplia zona de cizalla de rumbo, oblicua al orógeno y paralela a la ciénaga de Yalguaraz denominada "zona de cizalla Yalguaraz" (Cortés 1993, 1994).

Zona de Cizalla Yalguaraz

Descripción general

La zona de cizalla Yalguaraz afecta todo el borde norte del alto estructural El Abra, donde corta las lomadas de la Manera, las cuchillas del Tigre y el cordón del Cerro Redondo (Fig. 1). Constituye una faja visible de 18 km de longitud y aproximadamente 9 km de ancho, constituida por numerosas fallas subparalelas de traza curva, de longitud variable entre 1 y 9 km y zonas distorsionadas por plegamiento y *boudinage*. La orientación media de la zona de cizalla Yalguaraz es de 320° a 325°. En la Fig. 2 se indican por su nombre las principales fallas que componen el sistema de cizalla.

En la zona de cizalla es posible reconocer los siguientes tres grandes dominios de deformación, con geometrías características. El sector al sur de la pampa Yalguaraz, dominado por la falla Ultimos Pozos la cual está asociada a numerosas ramificaciones (*splays*); el extremo norte del cordón del Cerro Redondo, en el que la zona de cizalla está representada por un conjunto de fallas subparalelas que en superficie presentan un diseño escalonado (*en echelon*) y un dominio intermedio que constituye un sobrepaso (*overstep*) muy deformado, que en la Fig. 2 está indicado con la letra S.

La deformación paleozoica en la zona de cizalla fue de tipo frágil-dúctil; los elementos desplazados por las fallas presentan comúnmente flexiones de arrastre y rotaciones. El sobrepaso y los bloques encerrados por fallas muestran asimismo distorsiones cuya magnitud varía con la litología afectada y la posición dentro de la zona de cizalla, lo cual caracteriza una deformación fuertemente heterogénea.

La totalidad de las fallas subparalelas que componen la zona de cizalla muestran una separación de

rumbo sinistral en las rocas paleozoicas. El sobrepaso, que se encuentra entre el extremo sur de la falla Ultimos Pozos y la falla Cerro Colorado, conserva una de las evidencias más notables de la deformación paleozoica por cizalla simple de la zona de cizalla, expresada allí por la distorsión y rotación sinistral en aproximadamente 30° de la estrecha faja compuesta por lavas, pelitas y areniscas, plegadas e imbricadas, que se extiende al oeste del cerro Redondo (Fig. 1b).

Las evidencias de reactivación cenozoica de la zona de cizalla son de distinta naturaleza dependiendo del sector considerado. Resulta de especial interés el estudio del sector septentrional del cordón del Cerro Redondo, el cual muestra un corte transversal de la zona de cizalla y debido a su estratigrafía y estructura brinda evidencias de la reactivación tectónica cenozoica. Allí, filones capa y diques andesíticos miocenos de la Formación Cerro Redondo evidencian desplazamientos de rumbo y oblicuos a lo largo de las primitivas fallas paleozoicas. Dicha actividad cenozoica de la zona de cizalla, condujo además a la estructuración en bloques de todo el borde norte del alto El Abra.

La separación de rumbo mínima en la dirección E-O a lo largo de todo el ancho de la zona de cizalla es de 5,5 kilómetros.

Edad de los eventos de deformación en la zona de cizalla Yalguaraz

La deformación más antigua que muestran los depósitos silúrico-devónicos, no afectó a los remanentes de volcánicas permo-triásicas del Grupo Choiyoi conservados en el alto estructural (Fig. 1b). Sobre esta base, la deformación ocurrió en el lapso Devónico tardío-Pérmico temprano. Los depósitos marinos neopaleozoicos (Carbonífero medio a Pérmico temprano) pre-Grupo Choiyoi que afloran en las proximidades, tanto en el flanco oriental de la cordillera del Tigre como en la sierra de Uspallata se asientan en discordancia angular sobre las sucesiones silúrico-devónicas y muestran una deformación menos intensa, caracterizada por fallas y pliegues con ángulos interflancos mayores y ausencia casi total de clivaje de fractura. En la sierra de Uspallata, fallas de desplazamiento de rumbo afectan a las metamorfitas de las Formaciones Farallones y Bonilla (Paleozoico temprano) y con un desplazamiento considerablemente menor a las sucesiones neopaleozoicas de las Formaciones Tramojo y Jarillal. Esto permitiría acotar aún más la edad de la deformación principal al Devónico tardío - Carbonífero temprano, la que puede equipararse a los movimientos Chánicos (Turner y Méndez 1975; *sensu* Ramos *et al.* 1984, p.94) del Ciclo Orogénico Famatiniano, sin descartarse la acción de posibles reactivaciones durante el Pérmico temprano,

correspondiente a la fase Sanrafaélica.

Por las relaciones de campo, la edad de las reactivaciones cenozoicas de las fallas paleozoicas es postmiocena. Las fallas no cortan a los abanicos holocenos. La presencia de depósitos sinorogénicos de edad pliocena en el sector oriental de la Precordillera, requiere ascensos y actividad tectónica de esa edad en el sector occidental de la misma (Cortés 1993). Además de la probable deformación pliocena, así inferida, de la zona de cizalla Yalguaraz, movimientos tectónicos pleistocenos en el sector noroccidental de la misma estarían indicados por la presencia de niveles de erosión cuaternarios sobre elevados y desplazados por el retrocorrimiento Las Manieras.

La zona de cizalla Yalguaraz al sur de la pampa Yalguaraz

La falla Ultimos Pozos caracteriza la zona de cizalla Yalguaraz al sur de la pampa Yalguaraz. Su traza posee una orientación media de 315°-320° y presenta un diseño curvo con suaves inflexiones (de 12° a 17°). Se reconocen dos segmentos con distinta geometría. El tramo norte posee una traza principal y varias ramificaciones secundarias cerca del mogote Ultimos Pozos. El tramo sur es una zona de fallas anastomosadas que terminan cortadas por una falla conjugada (falla El Abra) de rumbo NE (Fig. 2).

En el segmento norte de la falla Ultimos Pozos, la traza coincide con truncamientos netos y frecuentes pliegues de arrastre en los estratos paleozoicos deformados del Grupo Ciénaga del Medio, definiendo una separación de rumbo sinistral de esos elementos. La persistencia en el sentido de la separación, al afectar superficies con inclinaciones opuestas, es coherente con importantes componentes de desplazamiento de rumbo de igual sentido en la deformación. El valor medio de la separación es de 700 metros. La deformación cenozoica a lo largo de la falla originó un rasgo morfotectónico de primera magnitud. En efecto, la traza de la falla delimita un frente montañoso oblicuo de 7,5 km de longitud, el cual marca la culminación hacia el norte de las lomadas de la Maniera y las cuchillas del Tigre. La diferencia de altitud topográfica entre el bloque sur (de mayor ascenso relativo) y el sector pedemontano adyacente (bloque norte) es de aproximadamente 350 metros. Esto revela una importante componente de inclinación en los desplazamientos cenozoicos. Las cabeceras de los abanicos aluviales pedemontanos holocenos cubren la falla en distintos tramos pero se puede inferir su localización debajo de los mismos por la vegetación alineada. Sobre la traza se localizan asimismo numerosas vertientes y mallines. A la falla Ultimos Pozos se asocian numerosas fallas secundarias particularmente abundantes en el frente montañoso degradado, cuyas tra-

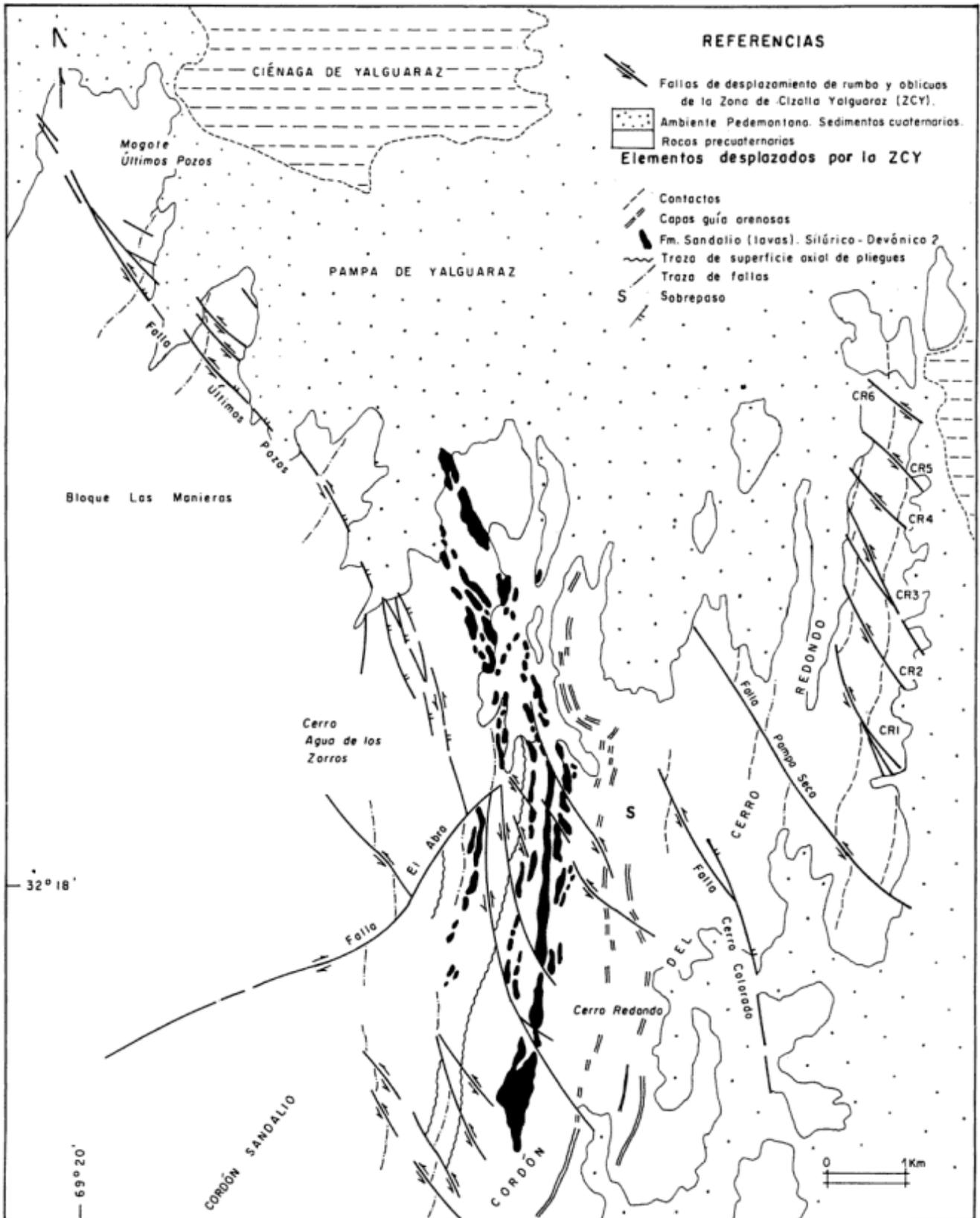


Figura 2: Fallas que componen la zona de cizalla Yalguaraz en el margen sur de la depresión homónima, con indicación de los principales elementos desplazados.

zas poseen una orientación media de 280° a 300°.

La superficie de falla no pudo ser observada. Frente al mogote Ultimos Pozos se ha medido la dirección de estrías y el sentido de desplazamiento de siete fallas menores asociadas a la falla principal. Tomando en cuenta la posición media del eje cinemático intermedio (Y) obtenida de esos datos y la orientación de la traza de la falla Ultimos Pozos, se infiere para la misma un buzamiento al SO de alto ángulo. Dichos indicadores cinemáticos si bien escasos, evidencian desplazamientos de rumbo sinistral a lo largo de la falla, probablemente durante las últimas etapas de deformación cenozoica.

El segmento sur de la falla Ultimos Pozos tiene una longitud aproximada de 7 kilómetros. Parte de las fallas secundarias que lo componen son cortadas por la falla El Abra de orientación general NE y separación de rumbo dextral (Fig. 2). Al norte de esa falla el segmento está constituido por un conjunto de lentes imbricados que definen un diseño anastomosado. Allí, el rumbo de las capas paleozoicas deformadas es paralelo al rumbo general de la traza de falla. Es un sector caracterizado por apilamiento y repetición (transpresión?) de las secciones paleozoicas arenosas, más frágiles y repetición y adelgazamiento de las secciones pelíticas más dúctiles. Hacia el sureste, las fallas se bifurcan formando un conjunto ramificado que penetra en el cordón del cerro Redondo sin definir un rasgo morfológico saliente.

El sobrepaso localizado entre las fallas Cerro Colorado y Ultimos Pozos presenta la mayor deformación dúctil observada a lo largo de toda la zona de cizalla. Allí (Fig. 2) las fajas y láminas formadas por distintas unidades y secciones litoestratigráficas del Grupo Ciénaga del Medio, fueron flexionadas con una rotación horizontal en su rumbo de unos 20° al oeste. El plegamiento está acompañado por adelgazamiento y estiramiento de las secciones afectadas con notable incremento en la separación de *boudins* y el volcamiento de fallas y planos axiales al oeste.

Tectónica de desplazamiento de rumbo paleozoica de la zona de cizalla Yalguaraz en el cordón del Cerro Redondo

La mitad septentrional del cordón del Cerro Redondo está deformada por fallas subparalelas de rumbo NO con una marcada separación de rumbo sinistral. Del conjunto de fallas representadas en el mapa (Fig. 3), dos atraviesan completamente la totalidad de la sierra: la falla Cerro Colorado al sur y la falla Pampa Seca un poco más al norte. El resto de las fallas con separación de rumbo (CR1 a CR6) segmentan solo la rama oriental del cordón y acomodan los desplazamientos en el interior de esa lámina de corrimiento. Son fallas *en echelon*, que en su mayor parte

muestran un diseño suavemente curvo. Su orientación varía progresivamente desde NNO en la falla CR1 (310°) a NO en la CR6 (340°).

A lo largo de la traza de la falla Pampa Seca puede apreciarse la distinta magnitud de la separación horizontal que tienen los contactos paleozoicos y los diques terciarios. En la traza de la falla Cerro Colorado se aprecia igualmente un diferente tipo de deformación entre las secciones paleozoicas y el cuerpo intrusivo. Estas relaciones indican reactivaciones posteriores a la intrusión de los cuerpos miocenos a lo largo de fallas preexistentes, consideradas aquí paleozoicas.

Restando la deformación cenozoica, el desplazamiento de contactos y fallas paleozoicas a lo largo de la traza de la falla Pampa Seca posee una fuerte componente horizontal sinistral ya que la magnitud de desplazamientos de inclinación requerida para alcanzar las separaciones horizontales observadas en las capas y fallas fuertemente inclinadas sería excesiva. Sin embargo, dichas separaciones varían a lo largo de la falla lo cual no permite descartar una componente de inclinación en los desplazamientos.

Al norte de la falla Pampa Seca, la rama oriental del cordón del Cerro Redondo, contigua al barreal de la Pampa Seca, es un segmento de lámina de corrimiento deformado interiormente por distorsión y fallas con desplazamiento de rumbo. Allí, las areniscas competentes de la sección superior, rodeadas por litologías menos competentes, están segmentadas en bloques que presentan en planta un diseño romboidal y trapezoidal. La faja pelítica del sector oeste de la lámina presenta efectos evidentes de deformación dúctil. En la Fig. 3 se han mapeado *boudins* formados en capas guía de areniscas resistentes intercaladas en la sección pelítica. Se presentan también en toda la sucesión *boudins* más pequeños que no pueden representarse a la escala del mapa. Hacia el norte disminuye bruscamente el ancho de la faja pelítica en un 40% frente a la falla CR1, que es la que presenta mayor desplazamiento; todo el tramo norte adelgazado de la faja coincide con la presencia de las fallas CR1 a CR6 y con un adelgazamiento de la lámina contigua por el oeste (*pinch and swell structure?*). Asimismo, dichas fallas coinciden con un incremento en la deformación longitudinal de la sección pelítica (aumento en la distancia entre los *boudins* de las areniscas intercaladas). Sobre la base de tales correspondencias se interpreta que las deformaciones frágil y dúctil antes citadas ocurrieron bajo un mismo proceso deformacional, el cual condujo a la formación de bloques (*megaboudins?*) romboidales en los términos más competentes (sección arenosa) de la lámina oriental y a la deformación dúctil de los elementos pelíticos.

Los bloques romboidales, han sufrido suaves rota-

ciones según ejes verticales de 5° a 10° respecto de la estructura regional, lo cual es coherente con su desplazamiento a lo largo de fallas suavemente curvas. La deformación de estos cuerpos arenosos no fue com-

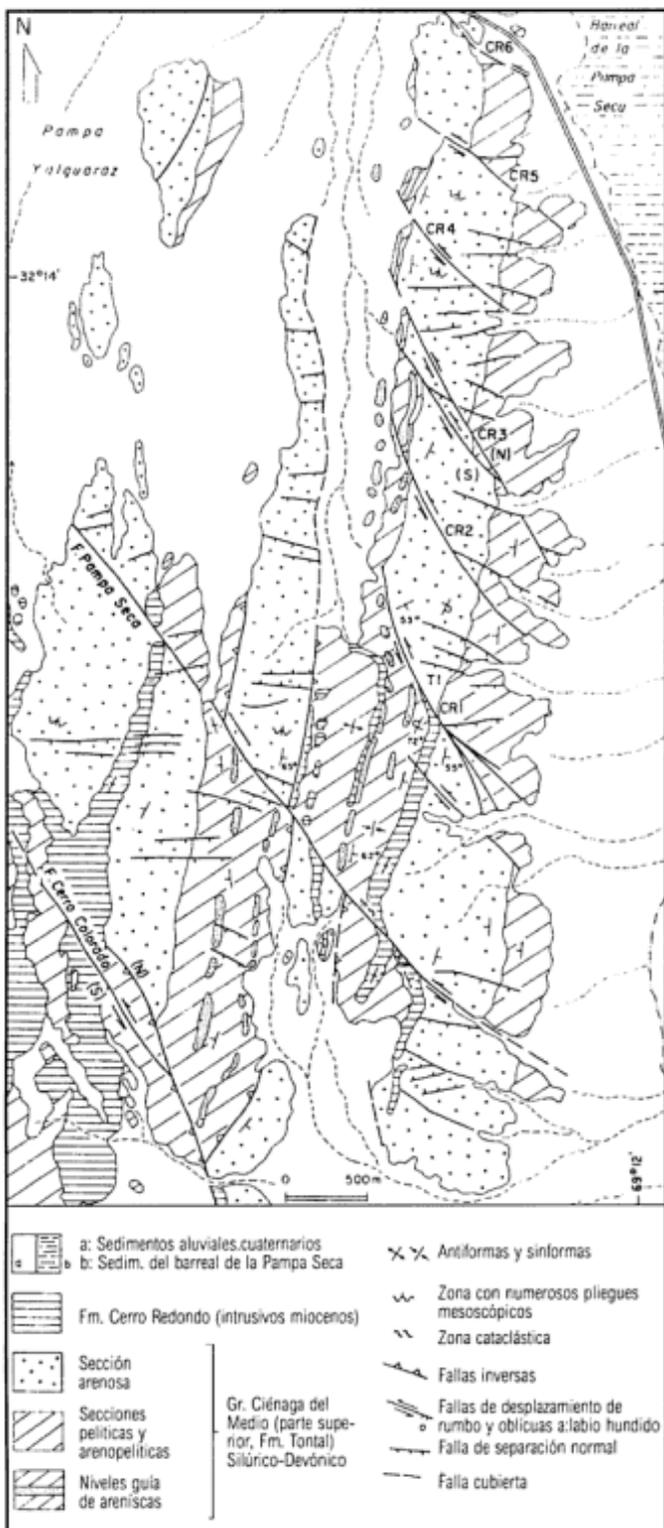


Figura 3: Mapa geológico del extremo norte del cordón del Cerro Redondo.

pletamente frágil ya que se observan flexiones de arrastre contiguas a las fallas.

Reactivaciones cenozoicas de la zona de cizalla Yalguaraz en el sector nororiental del cordón del Cerro Redondo

En el sector norte del cordón del Cerro Redondo, la deformación tardiocenozoica de la zona de cizalla Yalguaraz se expresa como reactivaciones de las fallas paleozoicas de orientación NO y por fallas secundarias asociadas; en su conjunto controlaron el desmembramiento en bloques del cordón serrano. Filones capa, diques y cuerpos intrusivos mayores de pórfiros andesíticos miocenos están cortados por fallas mayores y menores con estrías o muestran evidencias de arrastre a lo largo de las fallas Cerro Colorado, Pampa Seca y CR1 (Fig. 3). En el resto de las fallas del cordón (CR2 a CR6), evidencias indirectas de tal deformación están dadas por la existencia de estrías con dirección y sentido coherentes con la cinemática cenozoica y por su similar orientación geométrica al resto de las fallas secundarias que controlaron la evolución cenozoica del relieve. La distinta magnitud de la separación horizontal entre las capas paleozoicas y los diques terciarios a lo largo de la traza de las fallas principales, es un índice de las reactivaciones producidas a lo largo de las mismas.

A fin de caracterizar la geometría y cinemática de la deformación tardiocenozoica del sector norte del cordón del Cerro Redondo, se analizaron las fallas Pampa Seca, CR1 y fallas secundarias asociadas. Para ello se midió la orientación de fallas menores con indicadores cinemáticos, vinculadas a esas fallas principales. Se determinó la orientación de los ejes de deformación para cada falla menor (Marrett y Allmendinger 1990), la que fue volcada en diagramas de frecuencia de ponderación estadística (Kamb 1959) por medio del programa Red (Días y Franzese 1990). Si bien los máximos estadísticos están bien establecidos, el número de fallas menores medidas no es abundante (N=13 y N=12 para las fallas Pampa Seca y CR1, respectivamente), por lo que se hace necesario destacar que la posición de los planos nodales que surge de esos datos es susceptible de ajustarse aún más.

Falla Pampa Seca

La longitud visible de la falla Pampa Seca es de 9,5 km pero se infiere su prolongación al noroeste en la pampa de Yalguaraz, por la interrupción alineada de los afloramientos del borde norte del alto El Abra (Fig. 1b). Su traza es rectilínea suavemente cóncava hacia el norte; gran parte de la misma coincide con cauces amplios y profundos.

En la faja rocosa adyacente a la traza de la falla, se han observado distintas evidencias de deformación frágil-dúctil, bajo un régimen de cizalla simple. Algunos cuerpos y diques están cortados y desplazados; otros, como los del sector sureste, presentan pronunciados pliegues de arrastre. Allí, diques porfiricos han sido rotados y estirados originándose *boudins* oblicuos a la traza de falla. Asimismo, en ciertos tramos se desarrollaron delgadas fajas cataclásticas con notorio alineamiento macro y microscópico (Busteros 1989) de cristales de feldespatos.

En el diagrama de la Fig. 4a se ha representado la orientación de 13 fallas menores asociadas a la falla Pampa Seca y sus estrías. Mediante la medida de indicadores cinemáticos se han determinado los ejes de deformación (Z,X,Y) de esas fallas. En el diagrama de la Fig. 4b se muestra la distribución de frecuencia de los ejes Y; la misma indica una deformación dominada por desplazamientos de rumbo. Los diagramas de frecuencia de las Figs. 4c y 4d indican, respectivamente, un acortamiento E-O (ejes Z) y una extensión N-S (ejes X).

Tomando en cuenta el azimut y buzamiento promedio de los ejes cinemáticos se han determinado los planos conjugados que subdividen las direcciones de acortamiento y extensión en diedros rectos (Fig. 4e). El plano nodal de rumbo NO corresponde a la falla Pampa Seca; su orientación determinada a partir del diagrama es de $137^{\circ}/88^{\circ}$ SO y se corresponde con el diseño que presenta la traza; el cabeceo (*pitch*) obtenido para el vector desplazamiento es de 25° SE; las evidencias de campo indican un desplazamiento sinistral. Sobre esta base es una falla subvertical con inclinación al SO; el desplazamiento es oblicuo, con una componente de desplazamiento de rumbo sinistral y una componente de desplazamiento de inclinación normal. A partir de la dirección de desplazamiento calculada y la separación horizontal medida del dique vertical desplazado por la falla en el sector sureste, se obtiene un rechazo vertical cenozoico de 105 metros.

Falla CR1

La falla CR1 posee una longitud aproximada de 4 kilómetros. En su traza se observan brechas de falla y el arrastre por más de 600 m. de un dique andesítico. La traza es curva, en su mayor parte cóncava hacia el norte. Presenta una ramificación terminal en su extremo sur en forma de cola de caballo (*horsetail splay*).

En la Fig. 4f se ha dibujado la representación ciclográfica de doce fallas menores conectadas a CR1 y medidas junto a su traza. La distribución de los ejes cinemáticos intermedios (Y) en la red (Fig. 4g) indica un desplazamiento oblicuo a lo largo de la falla CR1. Al igual que la falla Pampa Seca, la distribución de

frecuencias de ejes de acortamiento (Fig.4h) y extensión (Fig.4i) muestran una orientación general E-O y N-S, respectivamente.

Tomando en cuenta los azimut promedio de los ejes cinemáticos, se ha dibujado el par de planos conjugados que separan diedros rectos de acortamiento y extensión de la falla (Fig. 4j). El plano correspondiente a la falla posee un azimut de 148° y buza 60° al SO. El cabeceo obtenido de la dirección de desplazamiento neto en el plano de falla es de 22° SE, con sentido sinistral. Estos datos indican que corresponde a una falla de alto ángulo, que buza al suroeste; el desplazamiento oblicuo a lo largo de la misma posee una componente de rumbo levógira y una componente normal al sur.

Fallas secundarias asociadas

La rama oriental del cordón del Cerro Redondo (Fig. 3) está segmentada por la falla CR1 y otras cinco

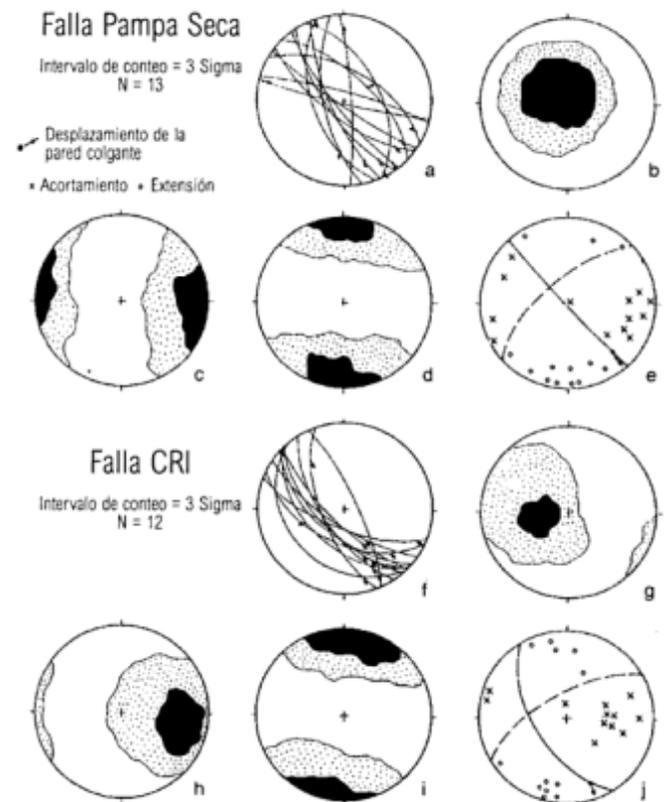


Figura 4: Geometría y cinemática de fallas menores asociadas a las fallas Pampa Seca (FPS) y CR1. **a**, Representación ciclográfica de 13 fallas menores y sus estrías asociadas a la FPS. **b,c,d**, Diagramas de frecuencia de ejes cinemáticos Y, de acortamiento (Z) y de extensión (X), respectivamente. **e**, agrupamiento de ejes cinemáticos en diedros rectos, definidos por dos planos nodales, uno de los cuales representa la falla. **f**, ciclográficas de 12 fallas menores asociadas a la falla CR1. **g,h,i**, Diagramas de frecuencia de ejes cinemáticos Y, de acortamiento y extensión, respectivamente. **j**, Idem 4e para la falla CR1.

fallas principales de rumbo NO, que en su conjunto presentan un diseño *en echelon*; casi todas poseen una traza curva con suave concavidad hacia el norte. Los bloques separados por las fallas principales están fracturados por numerosas fallas secundarias de orientación general E-O y ONO que cortan las rocas paleozoicas y los cuerpos miocenos y que delimitan a su vez bloques menores de distinta altitud.

La mayor parte de las fallas transversales están concentradas en el flanco este de la rama oriental. El perfil topográfico de la rama oriental refleja esa asimétrica distribución de las fracturas secundarias y muestra un borde oeste de mayor altura, con pendiente abrupta y un flanco este más bajo y de pen-

sinistral. La falta de datos de orientación e indicadores cinemáticos de las fallas secundarias impide evaluar la participación de desplazamientos de rumbo que acompañan la deformación extensional. La ya señalada concentración de fallas secundarias extensionales en el margen este de la rama montañosa oriental puede ser explicado por el desplazamiento sinistral a lo largo de fallas de diseño curvo, como el que presentan la falla CR1 y las otras fallas similares ubicadas más al norte. Tales desplazamientos a lo largo de tramos divergentes (*divergent bend*, Biddle y Christie-Blick 1985) en el sector oriental de las fallas, da origen a la generación de espacios y a la consiguiente deformación transtensional. En el bloque diagrama esquemático de la Fig. 5 se ilustra la interpretación de la estructura extensional asociada al tramo divergente de la falla CR1.

Síntesis acerca de la estructura cenozoica del cordón del Cerro Redondo

Las fallas principales analizadas poseen geometría y cinemática semejante. El rumbo de la superficie es NO, con alto a moderado buzamiento al SO. La dirección general del acortamiento es E-O con el eje buzando suavemente al E. Los desplazamientos a lo largo de las mismas son oblicuos, sinistral y normales. Dada la orientación de las trazas y la posición del bloque hundido, la mayor parte de las fallas de rumbo NO del sector norte del cordón del Cerro Redondo, serían entonces fallas de desplazamiento de rumbo divergentes (Wilcox *et al.* 1973). Las fallas principales suavemente curvas están asociadas en sus tramos divergentes a fallas secundarias extensionales.

Distribución regional de la zona de cizalla Yalguaraz

La zona de cizalla Yalguaraz afecta todo el borde norte del alto estructural El Abra y puede inferirse su continuidad a través de la ciénaga de Yalguaraz hasta el cordón Cucaracha donde se presenta menos definida y cortada por una falla longitudinal. En el borde occidental de la Precordillera la faja estaría representada por un conjunto de fallas oblicuas con separación de rumbo localizadas entre la quebrada de los Pozos y la quebrada de las Minas. Hacia el sureste es cortada por fallas longitudinales inversas de edad terciaria.

La zona de cizalla Yalguaraz y la depresión de Yalguaraz

La traza de la zona de cizalla Yalguaraz de actividad paleozoica y reactivada durante el Cenozoico,

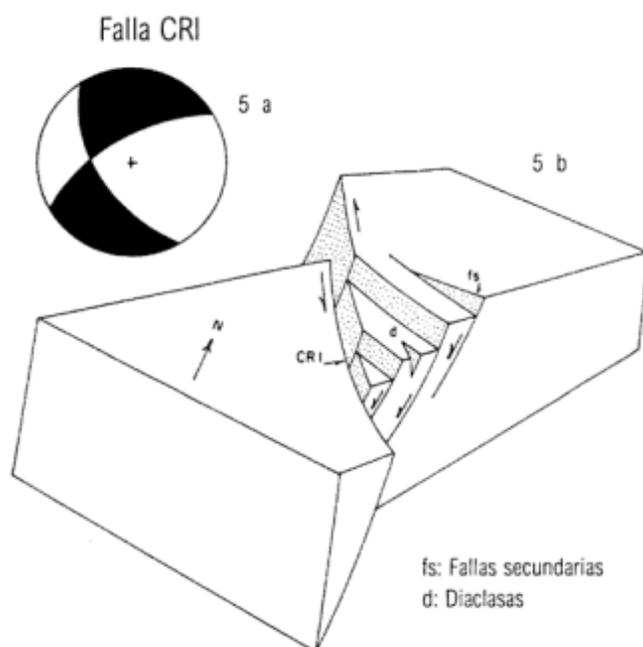


Figura 5: Tectónica de desplazamiento de rumbo divergente (transtensional) a lo largo de la falla CR1. **a,** Representación de los diedros de acortamiento (en negro) y extensión (en blanco) resultantes del desplazamiento en la falla CR1. **b,** Representación esquemática de los bloques desplazados por la falla CR1 (rechazos verticales exagerados), en la que se interpreta la relación espacial entre las fracturas extensionales y tramos de curvatura divergente.

diente más suave. Los bloques menores limitados por las fallas transversales secundarias, se hunden hacia el sur.

Respecto de la interpretación cinemática de las fallas secundarias es posible inferir componentes de desplazamiento normal en las mismas, dado que sus rumbos se disponen casi perpendicularmente a la dirección de extensión que surge del análisis de las fallas principales. La orientación de su traza (2D) es compatible con la posición de fracturas extensionales dentro de los bloques deformados por cizalla simple

coincide con el borde sur de la depresión homónima. El análisis estructural de un sector de esa zona de cizalla, correspondiente a la parte norte del cordón del Cerro Redondo, revela que la tectónica cenozoica reactivó allí las fracturas paleozoicas oblicuas al orógeno mediante cizalla simple divergente. Se infiere entonces que ese elemento tectónico controló la localización del borde sur de la depresión de Yalguaraz. La reactivación por transcurrencia divergente en el sector norte del cordón del Cerro Redondo aportó componentes de deformación extensional cuyo alcance e importancia en la estructuración de dicha depresión son aún desconocidos.

Significado regional de las fracturas oblicuas y transversales al orógeno

En la depresión intermontana de Uspallata y en la Precordillera mendocina, fracturas y zonas de cizalla de rumbo NO coinciden regionalmente con notables cambios longitudinales en la geometría y cinemática de la deformación cenozoica. Tales estructuras, como la falla que en los corrales de Araya segmenta por el sur la sierra del Tontal y las fallas San Alberto y Pampa de Uspallata, en el extremo sur del valle de Uspallata (Cortés 1994), al igual que la zona de cizalla Yalguaraz, interrumpen la continuidad de fallas longitudinales, de bloques y láminas de corrimiento o se corresponden con resaltos (fallas de desgarre o transferencia) en la traza de frentes montañosos (Cortés 1993). Asimismo, las fracturas transversales y oblicuas controlan en parte la distribución de afloramientos de sucesiones triásicas aflorantes en Precordillera (corrales de Araya, cordones Santa Clara, San Bartolo y sierra de Uspallata).

La zona de cizalla Yalguaraz y las fracturas citadas no deberían confundirse con megafracturas continentales como las propuestas por Baldis y Vaca (1986). Entre éstas, la megafractura Castaño por ejemplo, próxima a la depresión de Yalguaraz, poseería una dirección NNO y una longitud de orden continental de más de 400 km, cruzando la Precordillera y Cordillera Frontal de Argentina e internándose en territorio chileno (Baldis et al. 1982). Si bien a esta megafractura se le ha asignado desplazamiento sinistral debido a esfuerzos de cupla (Baldis y Vaca 1986), formarían parte de la misma, asociaciones de corrimientos y fallas inversas como los que bordean por el este la sierra de Las Higueras o los que componen la Precordillera occidental del sur de San Juan, lo cual contribuye a hacer más compleja su identificación y su rol cinemático. La zona de cizalla Yalguaraz forma parte de fallas y asociaciones de fallas de orientación NO, mapeables en el campo, con una longitud que varía de 10 a 30 km y una cinemática que controla el desarrollo longitudinal de elementos estructurales en el interior de la Precordillera y en la depresión de

Uspallata adyacente, contribuyendo a la segmentación tectónica longitudinal de los elementos estructurales a esas latitudes.

Conclusiones

Las estribaciones septentrionales del cordón del Cerro Redondo (de orientación general N-S) representan un corte transversal de la zona de cizalla Yalguaraz. Esa zona de cizalla, oblicua al orógeno, limita por el sur la depresión tectónica de Yalguaraz. Allí, se reconocen evidencias de deformación por cizalla simple sinistral de la zona de cizalla durante el Paleozoico, probablemente debido a los movimientos Chánicos del ciclo orogénico Famatiniano (Devónico tardío - Carbonífero temprano). Dicha deformación estuvo acompañada por distorsión bajo compresión con sincronismo de los procesos transcurrentes y de distorsión, en un régimen de cizalla simple convergente.

En el sector norte del cordón del Cerro Redondo existen evidencias de la reactivación cenozoica postmiocena de esa zona de cizalla. El estudio de indicadores cinemáticos reveló que las fallas principales fueron reactivadas como fallas de rumbo divergentes con desplazamientos oblicuos, normal y sinistral. Fallas secundarias extensionales contribuyeron asimismo a la estructuración en bloques del cordón montañoso. En su tramo correspondiente al cordón del Cerro Redondo, la reactivación cenozoica por cizalla simple divergente (transtensional) de esa zona, aportó componentes de deformación extensional en la estructuración de la depresión de Yalguaraz.

La reactivación cenozoica de elementos paleotectónicos oblicuos al orógeno como la estudiada en la depresión de Yalguaraz, puede ser responsable de los cambios morfotectónicos observados en el retropaís y antepaís del norte de Mendoza y sur de San Juan y que determinaron la segmentación de la estructura andina a esas latitudes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J. y Marchese, H.J., 1964. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la ciénaga del Medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (2): 263-270.
- Amos, A.J. y Rolleri, E.O., 1965. El carbónico marino en el valle Calingasta - Uspallata (San Juan - Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, (368): 1-23.
- Baldis, B.A., Beresi, M.S., Bordonaro, L.O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*. 4: 399-445.
- Baldis, B.A. y Vaca, A., 1986. Megafracturas relacionadas con el sistema precordillerano. *Actas 1º Jornadas Geología de Precordillera* (San Juan, 1985): 204-208.
- Biddle, T.K. y Christie-Blick, N., 1985. Glossary. En: Biddle K.T. y Christie-Blick N.(Eds.): *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37: 375-385.*

- Busteros, A.G., 1989. Informe petrográfico Hoja 22b "Cordillera del Tigre", provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Minería y Geología, 5 p. (inédito).
- Caminos, R.L., 1979. Cordillera Frontal. En Turner, J.C.(Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 397-453. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Cortés, J.M., 1989. Tectónica de colisión en el extremo noroccidental de la Precordillera mendocina, Argentina. En Cingolani C.A. (Ed.): Actas de la Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, pp .208-214, Universidad de la República.
- Cortés, J.M., 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio del extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 115-117.
- Cortés, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 168-178.
- Cortés, J.M., 1994. La segmentación tectónica de la depresión de Uspallata, Mendoza, Argentina. Simposio de Segmentación Estructural y Composicional de los Andes, Proyecto IGCP 345, Actas 7° Congreso Geológico Chileno (Concepción), 1:18-22.
- Cortés, J.M. y Costa, C.H., 1993. La deformación cuaternaria pedemontana al norte de la pampa Yalguaraz, margen occidental de la Precordillera de San Juan y Mendoza. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 3: 241-245.
- Días, G.F. y Franzese, J.R., 1990. RED: un programa en Fortram 77 para la graficación y el análisis estadístico de datos vectoriales. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 179-181.
- Kamb, W.B., 1959. Ice petrofabric observations from the Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experimentation. Journal of Geophysical Research 64: 1891-1909.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology, 12 (8): 973-986.
- Massabie, A.M., Rapalini, A. y Soto, J.L., 1976. Estratigrafía del cerro Los Colorados, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Serie A, 2 (= Actas de las 1° Jornadas Geológicas de Precordillera), 1: 71-76.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 2: 84-106.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. Actas 6° Congreso Geológico Chileno: 892-896.
- Turner, J.C.M. y Mendez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 51 (1 y 2): 11-24.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57: 74-96.

Recibido: 10 de enero, 1997

Aceptado: 14 de abril, 1998

Procedencia de las arenitas de las formaciones San José y Las Arcas (Neógeno) en la localidad de Entre Ríos, Catamarca

Arturo VILLANUEVA GARCIA y Ramona OVEJERO

Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán
Miguel Lillo 205, 4000 Tucuman

ABSTRACT. *Provenance of arenites from San Jose and Las Arcas Formations (Neogene) in the Entre Rios locality, Province of Catamarca, Argentine.* In the Entre Rios area, province of Catamarca, Argentine, the first surveys of provenance of Neogene sandstones from the basal units of the Santa Maria Group, mainly made up of arkoses and lithic arenites, were carried out. The San José (SJ) arenites have a dominant supply of igneous metamorphic basement with abundant polycrystalline quartz fragments ($Qp/Qt = 0.10$), quartz-feldspar and cordierite schists, phyllites ($Lm/Lt = 0.40$) and fragments of granitoid rocks. Monocrystalline feldspars have plutonic features: perthites, myrmekites and graphic structures. The Las Arcas (LA) arenites are characterized by a dominant igneous supply ($Lv / Lt = 0.60$), made up of porphyric holocrystalline vulcanites with plagioclase phenocrysts (An36) and microlithic groundmass and porphyric merohialine vulcanites with plagioclase phenocrysts (An28) and/or biotite and microlithic groundmass. The volcanic supply begins in the upper section of SJ coinciding with a remarkable decrease of basement fragments ($Lm/Lt = 0.10$; $Qp/Qt = 0.04$). The FQmL diagram indicates a provenance of continental blocks for the lower section of SJ arenites mixing upwards with the volcanic arc provenance. In the area under study this activity was contemporary with the establishment of a volcanic arc in north western Argentina (Miocene-Pleistocene). Since the palaeocurrents indicate NNW and SSW flows it follows that the igneous-metamorphic orogen would have been located on the eastern margin of the basin. Thus the hypothesis of a ridge (Aconquija-Calchaquí) marking off the Choromoro basin to the east has been corroborated.

Introducción

Las formaciones San José y Las Arcas (Neógeno superior), constituyen las unidades basales del Grupo Santa María (Galván y Ruiz Huidobro 1965) en el esquema estratigráfico propuesto por Bossi y Palma (1982) para los afloramientos del Terciario superior que afloran en el valle del río Santa María, en las provincias de Catamarca, Tucumán y Salta (Fig. 1a).

El valle de Santa María de orientación meridiana se emplaza entre las sierras de Quilmes, al oeste, y Aconquija-Calchaquí, al este, en ámbito de sierras pampeanas septentrionales. Ambas unidades, y la suprayacente Formación Chiquimil, constituyen el "Calchaquense" de estas latitudes del noroeste argentino.

Los primeros estudios de las sedimentitas terciarias del valle de Santa María se inician en el siglo pasado, con énfasis en objetivos bio-estratigráficos (Doering 1881, Ameghino 1889). Con la propuesta de Frenguelli (1936/1937) se da paso a los estudios estratigráficos y de correlación propiamente dichos.

Posteriormente aparecen nuevos esquemas estratigráficos, destacándose los de Peirano (1945) y de Galván y Ruiz Huidobro (1965), los que a su vez sirvieron de base para estudios sedimentológicos. Estos últimos se constituyen fundamentalmente de las tesis de grado de geólogos que egresan de la Facultad de Ciencias Naturales de la UNT (Toscano 1973, Ruiz 1974, Valladares Carrillo 1974, De Faveri 1978, Diaz Saravia 1980, Herbst 1984 y Gavrilloff 1990).

Un cambio modificador de la sucesión estratigráfica aflorante en el valle fue realizado por Spiegelman (1971); los cambios culminan con la modificación introducida por Bossi y Palma (1982), quienes interpretan ambientes y mecanismos de depositación para las distintas unidades que componen el Grupo Santa María, la que queda conformada como sigue:

Para una acabada revisión histórica de los estudios realizados en el valle de Santa María se recomienda la lectura de los artículos de Yrigoyen (1969) y de Gavrilloff y Bossi (1992).

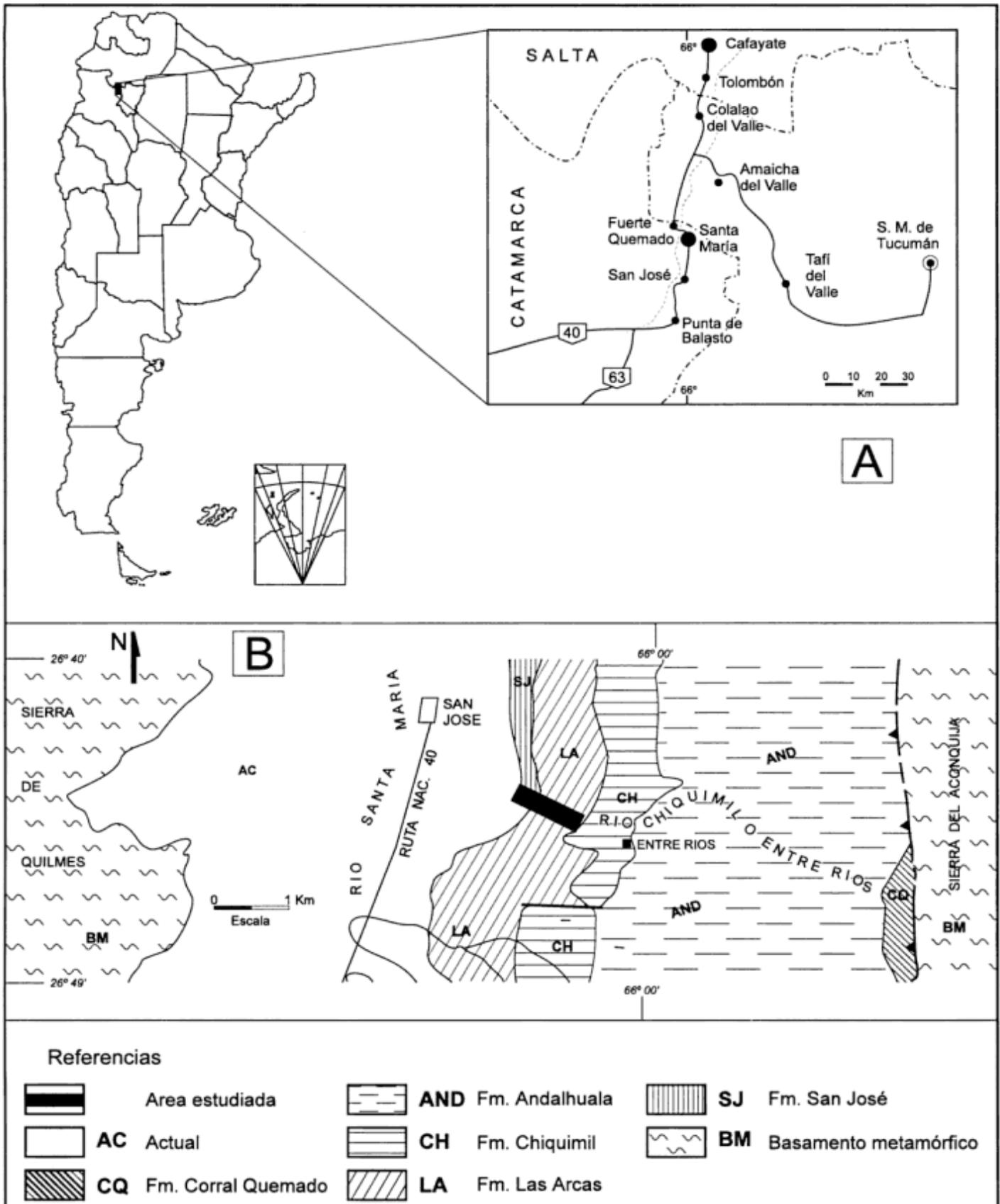


Figura 1: A: Mapa de ubicación. B: Bosquejo geológico del área de estudio, basado en Ruiz Huidobro (1965).

	Formación Yasyamayó	
		Facies Zanja del Molle
Grupo	Formación Corral Quemado	
		Facies Los Corrales
Santa	Formación Andalhuala	
	Formación Chiquimil	
María	Formación Las Arcas	
	Formación San José	
	—discordancia—	
	Formación Saladillo	
	—discordancia—	
	Basamento cristalino	

La formación San José (SJ) se deposita en ambiente fluvio-lacustre a lacustre, mientras que la formación Las Arcas (LA) constituye una facies de colmatación de lago; los bivalvos (*Neocorbícula stelzneri*, *Neocorbícula* sp., etc.) que se hallan en su base son similares a los de la unidad infrayacente; luego esta unidad evoluciona transicionalmente por colmatación a facies fluviales en un valle intermontano de posición meridiana, con fuerte control estructural.

Los objetivos de este trabajo son conocer la composición de las modas detríticas de las areniscas y las áreas de procedencia de las unidades basales del Neógeno en el valle de Santa María, estudios que se llevan a cabo dentro del proyecto CIUNT, Petrología y proveniencia de las cuencas neógenas de Tucumán y Catamarca.

Metodología

Fueron examinadas al microscopio 32 láminas delgadas correspondientes a psamitas (fracción entre 0,5 y 1 mm) de las formaciones San José (14) y Las Arcas (18), muestreadas en el área tipo de la unidad basal (localidad de Entre Ríos o Chiquimil), situada a unos 20 km al sur de Santa María en la provincia de Catamarca (Fig. 1b). De esta localidad proviene el primer perfil estratigráfico realizado por Stahlecker en 1926 durante la *Second Marshall Field*

Paleontological Expedition (Riggs y Patterson 1939).

Se han contado por lámina, entre 350 y 400 granos componentes del entramado (E), mediante el método de *point-counting*, siguiendo la metodología detallada en Villanueva y Ovejero (1996).

Con el objeto de establecer las proporciones de matriz (M) y cemento (C) en las areniscas, éstas también fueron contabilizadas en la línea de conteo, por lo que sumados al del entramado totalizaron entre 500 y 550 puntos. Las psamitas se han clasificado según Pettijhon *et al.* (1973) tal como se observa en la figura 2a.

Para neutralizar el control que ejerce el tamaño de grano en la composición de una arenita (Dickinson 1970, Zuffa 1984), los fragmentos líticos se contaron siguiendo el método Gazzi-Dickinson, probado por Ingersoll *et al.* (1984), pero, contabilizando también al fragmento lítico en cuestión como Lv, Lm, Ls ó Lp, según sea el caso (Villanueva y Ovejero 1996). Esta modificación mejora la precisión sobre inferencias de las áreas de procedencia (Zuffa 1984; Manassero y Maggi 1995) y busca compatibilizar el método tradicional con el de Gazzi-Dickinson.

En algunas muestras, el grado de diagénesis, la ausencia de maclas o la orientación cristalográfica no permitían la diferenciación de los feldespatos entre sí. En estos casos, se aplicaron técnicas de teñido con azul de metileno al 0,1 % y cobaltinitrito de sodio. El método propuesto originalmente para el recuento de feldespatos en muestras de mano (Llambías y Gagliardo 1994), fue adaptado para cortes delgados (Villanueva *et al.* 1995). La tinción proporciona un color celeste-azulado a las plagioclasas, con intensidad proporcional al contenido de An, y un color amarillo a los feldespatos potásicos.

Para la estimación del error de conteo se ha utilizado la cartilla propuesta por Van der Plas y Tobi (1965) y en la definición de los parámetros primarios y secundarios (Tabla 1), se ha seguido a Dickinson (1970, 1984) y a Ingersoll (1978). Los resultados de

Tabla 1: Componentes primarios y secundarios (según Dickinson 1970 e Ingersoll 1978).

Primarios	Secundarios
Qm: Cuarzo monocristalino	Qt: Cuarzo total (Qt= Qm+Qp)
Qp: Cuarzo policristalino	
P: Plagioclasa	F: Feldespato total (F= P+K)
K: Feldespato potásico	
Ls: Frag. lítico sedimentario y metasedimentario	L: Total de líticos inestables (L= Ls+Lv+Lm+Lp)
Lv: Frag. lítico volcánico y metavolcánico	
Lm: Frag. lítico metamórfico	Lt: Total de líticos (Lt= L+Qp)
Lp: Frag. lítico plutónico	

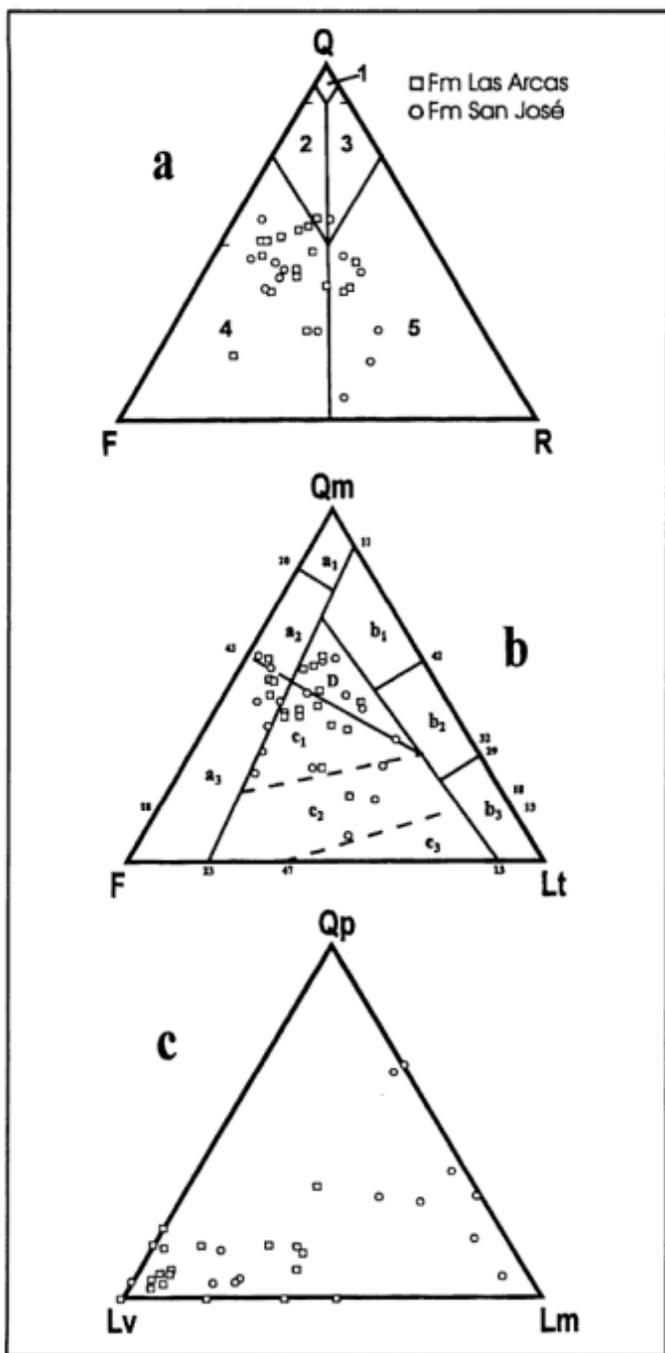


Figura 2: a) Representación de arenitas basales del Grupo Santa María en el gráfico de Pettijohn et al. (1973). Campos: 1, cuarzoarenitas; 2, subarcosas; 3, sublitasarenitas; 4, arcosas y 5, arenitas líticas.- b) Diagrama triangular QmFLt según Dickinson et al. (1983). A- Bloques continentales, a1: cratón interior, a2: transición continental y a3: basamento elevado. B- Orógenos Reciclados, b1: cuarzo, b2: transicional y b3: lítico. C- Arcos Magmáticos, c1: disectado, c2: transicional y c3: no disectado. D- Zona de Mezcla.- c) Diagrama triangular QpLvLm según Dickinson et al. (1983). Se observan dos poblaciones de arenitas, en una, la sección superior de SJ y la formación Las Arcas se agrupan entre sí, mientras que la otra población corresponde únicamente a la sección inferior de la formación San José.

estos análisis fueron volcados en diagramas triangulares (Figs. 2b y 2c) elaborados por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983).

Composición y significado geológico de las modas detríticas

En el triángulo QFR (Fig. 2a) se han representado las arenitas de las unidades estudiadas en la localidad de Entre Ríos ó Chiquimil. Globalmente, las composiciones modales promedio no son muy diferentes entre sí (Tabla 2). Sin embargo, las arenitas arcósicas son más abundantes (48% en LA y 25% en SJ), seguido de las arenitas líticas (9% en LA y 19% en SJ).

En la figura 2b se aprecia la ubicación de las modas detríticas en el diagrama ternario QmFLt de Dickinson (1984). De la misma se infiere que las arenitas de las formaciones SJ y LA han derivado indistintamente de bloque continental (Dickinson y Suczek, 1979) o de bloque continental-transicional (Dickinson, 1984), de arco magmático disectado y de una zona de mezcla.

Estas áreas fuente habrían estado ubicadas en el margen oriental de la cuenca, a juzgar por los datos de paleocorrientes (Ruiz 1974, De Faveri 1978, Diaz Saravia 1978) que señalan una dirección de flujo al NNO y SSO. Esta área positiva correspondería al extremo septentrional del Cratógeno Central (Braccacini 1960), compuesto por un macizo granítico-metamórfico.

Las variaciones de composición de las modas detríticas en las arenitas de las unidades basales del Grupo Santa María, pueden verse en las Tablas 2 y 3. La descripción petrográfica de las mismas han sido objeto de un estudio anterior (Villanueva y Ovejero 1997).

Las arenitas correspondientes a la sección inferior de SJ se ubican en el campo de bloques continentales únicamente (Fig. 2b), y son las mismas que se agrupan en el lado Qp-Lm del diagrama LvQpLm (Fig. 2c). Las arenitas correspondientes a la sección superior, de la misma unidad, se ubican indistintamente tanto en el campo de mezcla como en el de arco (Fig. 2b) mientras que en el diagrama LvQpLm acusan un alto contenido de fragmentos detríticos volcánicos agrupándose junto a las arenitas de Formación Las Arcas (Fig. 2c). Las arenitas de esta última unidad aparecen en los tres campos involucrados del diagrama FQmLt (Fig. 2b).

La composición detrítica de la sección inferior de SJ se explica por un aporte dominante de la cubierta metamórfica del orógeno, situación que se refleja en las relaciones altas de Qp/Q y Lm/Lt (Fig. 3), lo que es extensivo a toda la unidad (Tabla 3). La erosión habría proporcionado los fragmentos policristalinos

Tabla 2: Frecuencias del entramado (E), matrix (M), cemento (C) y de los parámetros primarios y secundarios de cada muestra. NM= número de muestra de las Formaciones San José (SJ) y Las Arcas (LA).

F	NM	E	M	C	Q	F	L	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lv	Lm
43		88.0	4.8	7.2	50.7	29.4	19.9	48.0	29.4	22.6	61.9	7.5	29.6	15.4	57.7	26.9
44		90.8	5.5	3.7	55.8	27.2	17.0	55.2	27.0	17.8	67.1	26.0	6.9	4.0	88.0	8.0
45		84.3	6.4	9.3	52.6	35.2	2.2	51.6	35.1	3.1	59.5	29.9	10.6	7.9	84.2	7.9
46		84.3	2.1	13.6	39.8	26.3	33.9	38.2	26.3	5.5	59.2	38.8	2.0	5.5	90.0	4.5
47		77.8	3.8	18.4	58.8	23.6	7.6	57.2	23.7	19.1	70.8	29.2	0.0	15.4	84.6	0.0
48		91.2	2.9	5.9	43.7	37.6	19.4	41.2	37.6	21.2	52.3	35.6	2.1	8.4	54.9	36.7
49		84.1	11.1	4.8	52.2	38.6	9.2	50.9	38.7	10.4	56.8	36.3	6.9	11.8	58.8	9.4
50		91.3	2.7	6.0	40.5	31.4	8.0	38.4	31.4	30.2	54.9	35.1	10.0	13.7	51.0	35.3
51		89.1	6.4	4.5	44.9	36.6	18.5	42.8	36.6	20.6	53.9	38.9	7.2	15.1	51.5	33.4
52	LA	93.5	2.3	4.2	38.0	28.4	33.6	37.0	28.4	34.6	56.6	28.0	15.4	3.4	91.0	5.6
53		82.2	3.2	14.6	46.6	21.2	32.2	44.9	21.2	33.9	68.0	29.5	2.5	20.0	80.0	0.0
54		74.0	3.3	22.7	56.4	30.2	13.3	54.4	30.3	15.3	64.3	27.1	8.6	14.3	82.8	2.9
56		82.9	7.6	9.5	44.3	36.2	18.5	43.2	36.2	20.6	54.4	25.6	20.0	6.4	78.7	4.9
57		85.7	6.5	7.8	46.6	41.6	11.6	46.7	41.7	11.6	52.8	30.2	17.0	0.0	50.0	50.0
60		83.7	2.6	13.7	37.2	45.2	17.6	37.2	45.2	17.6	45.1	30.4	24.5	0.0	81.5	18.5
61		89.9	1.9	8.2	28.6	41.9	29.5	26.3	41.9	31.8	38.6	33.0	28.4	7.0	85.0	8.0
62		81.8	8.1	10.1	51.2	39.5	9.1	51.4	39.5	9.1	56.5	38.5	5.0	0.0	100.0	0.0
63		89.3	5.4	5.3	19.4	63.4	17.2	19.4	63.4	17.2	23.4	65.6	11.0	0.0	80.0	20.0
64		91.0	3.5	5.5	29.0	25.3	45.6	26.4	25.3	48.3	51.0	40.3	8.7	5.8	69.4	24.8
68		91.1	5.8	3.1	27.9	40.0	32.1	26.2	40.0	33.8	39.6	52.5	7.9	4.8	70.9	24.3
70		89.4	8.3	2.3	40.0	46.7	13.3	38.0	46.6	15.4	44.9	50.4	4.7	13.9	69.8	16.3
74		90.9	5.7	3.4	60.9	37.0	2.1	56.7	37.0	6.3	60.5	31.4	8.1	66.6	0.0	33.4
80		92.8	4.6	2.6	19.4	32.0	47.5	17.2	32.0	50.8	34.9	52.0	13.1	4.8	75.9	19.3
82		94.3	3.9	1.8	9.8	43.5	46.7	7.2	43.5	49.3	14.2	69.9	15.9	5.3	69.6	25.1
86	SJ	93.2	3.7	3.1	45.6	39.0	15.3	42.8	29.1	18.1	52.3	40.7	7.0	17.4	8.7	73.9
88		93.4	3.9	2.7	46.6	52.7	0.7	46.0	46.6	9.4	50.7	49.3	0.0	7.1	7.1	85.8
95		93.2	3.7	3.1	53.5	23.4	23.0	47.2	23.4	29.4	66.8	28.9	4.3	28.3	14.9	56.8
103		91.8	3.8	4.4	63.4	21.0	15.6	57.1	21.0	21.9	73.1	22.9	4.0	29.2	2.1	68.7
104		93.7	4.0	2.3	55.1	20.9	24.1	43.3	21.9	35.8	67.5	26.2	6.3	36.0	4.1	59.9
107		93.4	3.4	3.2	68.0	24.1	7.7	56.5	24.1	19.4	70.1	24.6	5.3	64.0	4.0	32.0
108		92.1	2.3	5.6	45.9	41.4	12.7	41.0	41.4	17.6	49.8	44.8	5.4	29.5	22.7	47.8
110		93.1	4.6	2.3	45.9	39.9	14.2	45.2	39.9	14.9	53.1	39.3	7.6	4.8	95.2	0.0

de cuarzo (Qp) y los fragmentos líticos de esquistos y filitas (Lm). Esta interpretación se refuerza con la presencia subordinada de fragmentos de granitoides y feldespatos con microestructuras tales como pertitas, mirmequitas y gráficas, que corresponderían a la fase intrusiva granítica de este basamento.

Un cambio en el área de aporte se infiere a partir de la sección superior de SJ (a unos 100 m de la base, ver Fig. 3) que abarca también a LA. Este cambio se caracteriza por un marcado aporte de fragmentos líticos volcánicos (Lv/Lt alto), una drástica reducción de los fragmentos policristalinos de cuarzo (Qp) y de los fragmentos metamórficos (Lm) (ver Tabla 3 y curvas armónicas en figura 3). Este comportamiento de las modas detríticas también se manifiestan en la figura 2c.

Las plagioclasas monocristalinas se caracterizan por su extinción zonal y contenido variable de An (28% a 36%), mientras que los fragmentos Lv pertenecen a dos poblaciones. (1) volcanitas porfíricas, holocristalinas con fenocristales de plagioclasa zonales, pasta microlítica constituida por el mismo feldespato al que acompañan minerales opacos granulares

y, (2) volcanitas porfíricas, merohialinas con fenocristales de plagioclasa y/o biotita y pasta microlítica feldespática. Estos fragmentos suelen hallarse rodeados por una película delgada de óxido (Villanueva y Ovejero 1997).

Los valores de P/F en SJ son ligeramente más altos que en LA, mientras que la relación P/K experimenta una escasa disminución vertical de SJ a LA (ver sus valores medios en la Tabla 3). La figura 2b señala que las muestras estudiadas tienen una fuerte contribución cuarzo-feldespática y de materiales plutónicos (85% al 100%, ver columna 4 de Tabla 2) derivados posiblemente del denominado batolito granítico-granodiorítico septentrional de la Sierra de Aconquija (Caminos, 1979) o del granito porfiroideo gris a rosado claro (facies III de González Bonorino 1951 a y b).

De este modo, durante la acumulación de SJ, la plagioclasa proviene fundamentalmente del aporte plutónico, mientras que durante la acumulación de LA, la plagioclasa tiene principalmente su origen en el aporte volcánico. Esta actividad volcánica local (Fm. El Zarzo, Ruiz Huidobro 1966) sería contempo-

ránea con aquella que se instala en el noroeste del territorio argentino (Mon y Salfity 1995), y marca una notable modificación en la composición de las áreas de aporte y en consecuencia de las sedimentitas del Grupo Santa María.

A juzgar por el marco geológico de la región estudiada, la actividad volcánica en el borde oriental de la cuenca Santa María no alcanzó ni cubrió una expresión regional continua. Subordinadamente son frecuentes los fragmentos líticos de granitoides (Lp) y de metamorfitas (Lm), tanto en la sección superior de SJ como en toda la unidad suprayacente LA, lo que explica la ubicación de las arenitas en la zona de mezcla (Fig. 2b).

Discusión de los resultados

Las sierras Cumbres Calchaquíes y Aconquija, de norte a sur, separan actualmente dos cuencas Neógenas de evolución diacrónica (González y Mon, 1996): una oriental (valle de Choromoro) en territorio tucumano y otra occidental (valle de Santa María) que se emplaza geográficamente en tres provincias, Catamarca, Tucumán y Salta. La subsidencia en esta última cuenca ocurre con posterioridad a la subsidencia de la cuenca de Choromoro, hace 11 Ma, cuando posiblemente ambas estaban conectadas entre sí, sea por el norte (Gavriloff y Bossi 1992, Bossi et al. 1994, González y Mon 1996) o, a través de la depresión de Tafi (Sosa Gómez y Miserendino 1992), por el este. Un umbral, denominado dorsal Aconquija-Calchaquí (González y Mon 1996), las dividía meridionalmente y los resultados de nuestros estudios corroboran parcialmente esa propuesta. Posiblemente las ponga en evidencia un proyecto para estudiar las paleocorrientes y modas detríticas de areniscas de la cuenca de Choromoro, como así también la datación de sus tobas existentes en la unidad basal equivalente a la formación San José.

Debido a la escasa alteración observada en los componentes lábiles, se infiere que la depresión se hallaba muy próxima al área de aporte y que el clima imperante pudo haber sido semiárido, por lo menos durante la acumulación de la unidad basal del Grupo Santa María, donde son frecuentes facies fluviales rojas, capas de yeso y concreciones carbonáticas y de yeso. La acumulación de la sección superior de SJ marca un cambio en las relaciones paramétricas (Fig. 3) de los detritus, al mismo tiempo que se instala una

flora marginal en el denominado lago San José (facies lacustres sensu Bossi et al. 1994) y se inicia la colmatación del ambiente lacustre.

Coincidente con la acumulación de la sección superior ocurre la primera actividad volcánica del Neógeno en el valle de Santa María. Esta actividad volcánica (Fm. Los Zarzos, Ruiz Huidobro, 1966) ocurría a tan sólo 25 km al este en nuestra zona de estudio. Una datación (González, 1995) permite establecer que el volcanismo se inició hace 10 Ma y sería contemporáneo con la instalación de un arco magmático en el noroeste argentino.

Conclusiones

El estudio de las modas detríticas de las arenitas de las Formaciones SJ y LA en la localidad de Entre Ríos, Catamarca, pone de manifiesto la presencia de una área positiva situada en el borde oriental de la cuenca. Este resultado se correlaciona con la propuesta de una dorsal entre el valle de Santa María y el valle de Choromoro.

Durante la acumulación de la Formación San José, y coincidente con su sección inferior lacustre, el aporte dominante tiene composición que deriva del basamento por lo que es rico en fragmentos policristalinos de cuarzo y metamorfitas (ver curvas armónicas de Qp/Qt y Lm/Lt en figura 3 y valores medios en Tabla 3).

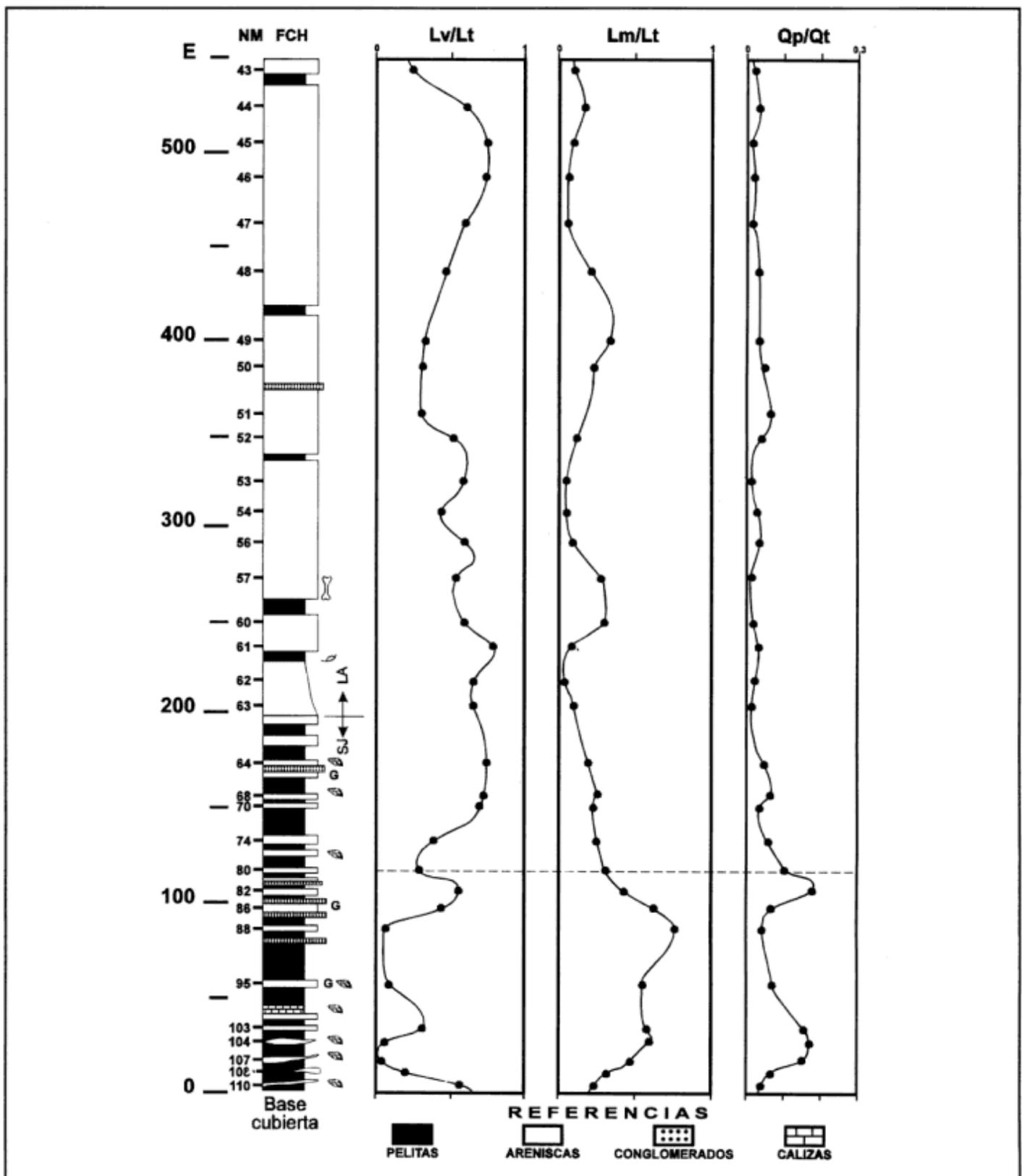
Se debe destacar que en la base de la unidad es común hallar conglomerados de rodados volcánicos como así también niveles de areniscas con alto contenido de fragmentos volcánicos. Fuera de la zona de estudio, en el río Agua Negra, al norte de la cuenca, son frecuentes los rodados volcánicos en areniscas gruesas de Formación Saladillo, una unidad que infrayace a SJ. Caben entonces algunos interrogantes: ¿Corresponden a un vulcanismo más antiguo? ¿Se trata de una misma actividad que tiene una pausa que se correlaciona con SJ lacustre? Posiblemente los estudios que se están llevando a cabo en el norte y centro de la cuenca proporcionen algunas respuestas. Allí aflora la base de SJ, lo que no ocurre en la localidad de Entre Ríos.

La acumulación de la Formación Las Arcas tiene un aporte mixto. El estudio de sus modas detríticas indican que este carácter realmente se inicia a partir de la sección superior de SJ. Hay un dominio marcado de una procedencia volcánica. Así, la relación Lv/Lt es el doble que en la unidad infrayacente a la vez que se ha reducido a la cuarta parte el aporte del basamento (véase cociente Lm/Lt en Tabla 3 y curva armónica en figura 3).

El área de aporte corresponde al extremo septentrional del Cratógeno Central, denominado Macizo Tucumano, de composición granítico metamórfico. Su

Tabla 3: Composición modal promedio de psamitas de las formaciones San José (SJ) y Las Arcas (LA).

Fms.	Q	F	L	Qp/Q	P/K	P/F	Lv/Lt	Lm/Lt
LA	41.5	32.0	26.5	0.04	4.70	0.75	0.60	0.10
SJ	45.5	30.5	24.0	0.10	5.20	0.85	0.30	0.40



elevación primero y su erosión subsiguiente lo convierten en el área principal de aporte durante la acumulación de las primeras unidades del Grupo Santa María.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido efectuado en el marco de un Proyecto de Investigación del Consejo de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Tucumán. Los autores agradecen al Dr. G. E. Bossi la infraestructura proporcionada por el IESGLO y muy especialmente al Dr. M. J. Manassero y a otro árbitro anónimo, quienes con su crítica y recomendaciones mejoraron notablemente esta presentación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 6: 1-98.
- Bossi, G. E. y Palma, R. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. *Actas 5 Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 155 - 172, Buenos Aires.
- Bossi, G. E., Muruaga, C. M., Sanagua, J. G., Hernando, A. y Ahumada, A. L. 1994. Geología y estratigrafía de la Cuenca Neógena Santa MaríaHualfin (Dptos. Santa María y Belén, Provincia de Catamarca). 12º Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 156165, Mendoza.
- Braccacini, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnica*: 57-69.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 1: 225-292. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- De Faveri, S. M., 1978. Geología, estratigrafía y paleontología de la Formación San José (Grupo Santa María), provincias de Salta, Tucumán y Catamarca. Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 41, 33p. (Inédito).
- Díaz Saravia, P. G., 1980. Paleogeografía de la Formación San José (terciario del noroeste argentino). Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 82, 51 p. (Inédito).
- Dickinson, R. D., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2): 695-707.
- Dickinson, R. D., 1984. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G. G. (Ed.): "Provenance of Arenites, pp. 333-362. Reidel Publishing Company.
- Dickinson, W. R. y Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 3: 2164 - 2182.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Innman, K. F., Lindberg, F. H. y Reyberg, P. T., 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94 : 222 - 235.
- Doering, A., 1881. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) Parte 3. *Geología*: 295-530.
- Frenguelli, J., 1936/1937. Investigaciones geológicas en la zona salteña del valle de Santa María. *Obra Cincuentenario Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata*, 2: 215 - 572.
- Galvan, A. F. y Ruiz Huidobro, O. J., 1965. Geología del valle de Santa María, Estratigrafía de las Formaciones Mesozoico-Terciarias. *Acta Geológica Lilloana*, 7: 217- 230.
- Gavriloff, I. J. C., 1990. Estudio bioestratigráfico del Mioceno superior de la provincia de Tucumán. Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 253,100p. (inédito).
- Gavriloff, I. J. C. y Bossi, G. 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las formaciones San José y Río Salí (Mioceno Medio), Provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 17 (2): 5 - 43, Tucumán.
- Gonzalez Bonorino, F., 1951a. Granitos y migmatitas de la falda occidental de la Sierra de Aconquija. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6 (3): 137 - 186.
- Gonzalez Bonorino, F., 1951b. Descripción de la Hoja 12c Aconquija, Catamarca, Tucumán. Dirección Nacional de Minería, *Boletín* 75: 1-50 p. Buenos Aires.
- González, O., 1995. Descripción Hoja Geológica 2766-2, San Miguel de Tucumán. Secretaría de Minería. 1-145 p. Buenos Aires. (Inédito).
- González, O. y Mon, R., 1996. Tectónica del extremo norte de las Sierras Pampeanas y su transición a la Cordillera Oriental y a las Sierras Subandinas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 149-160. Buenos Aires.
- Herbst, N., 1984. Estratigrafía y geología del sector de Ampajango y alrededores, valle de Santa María, Pcia. de Catamarca. Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 141, 97 p. (Inédito).
- Ingersoll, R. V., 1978. Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc Basin Northern and Central California. *Journal of Geology*, 86: 335-352.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grim, J. B., Pickle, J. D. y Sares, S. W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 103-116.
- Llambías, H. y Gagliardo, M., 1994. Métodos de tinción aplicados a la clasificación de rocas ígneas. 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 3: 207 - 213.
- Manassero, M. y Maggi, J., 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 132 - 142.
- Mon, R. y Salfity, J. A., 1995. Tectonic Evolution of the Andes of Northern Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez R y Welsink H. J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*, 269-283. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62.
- Peirano, A., 1945. Estudio geológico de la Quebrada de Amaicha. Departamento Tafi. Provincia de Tucumán. Con referencias preliminares al Valle de Santa María. (Parte Tucumana). Cuadernos de Mineralogía y Geología, Instituto de Mineralogía y Geología, Universidad Nacional de Tucumán, 4 (14): 32-60.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R., 1973. Sand and Sandstones. Springer-Verlag, pp. 618 . Berlín.
- Riggs, E. S. y Patterson, B., 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene Deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with Notes on the Fauna. *Physis* 14: 143 -162.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1966. Contribución a la geología de las cumbras Calchaqués y Sierra del Aconquija. *Acta Geológica Lilloana*, 8: 215-247, Tucumán.

- Ruiz, D. L., 1974. Estudio geológico del valle de Santa María en los alrededores de San José y Entre Ríos (Provincia de Catamarca). Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 29, 44 p. (Inédito).
- Sosa Gómez, J. y Miserendino Fuentes, A., 1992. Evolución diacrónica en dos cuencas del Antepaís Andino: Grupos Santa María y Payogastilla, NO Argentino. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 183-190. La Plata.
- Spiegelman, A., 1971. Sedimentología del Grupo Santa María (Prov. de Catamarca y Tucumán). Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 2 (1-2): 1-18.
- Toscano, V. G., 1973. Geología de la comarca de Caspinchango (Provincia de Catamarca). Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 34, 40 p. (Inédito).
- Valladares Carrillo, H., 1974. Estudio de un sector del valle de Santa María situado entre Amaicha del Valle y Santa María. Tesis de grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 35, 41 p. (Inédito).
- Van der Plas, L y Tobi, A., 1965. A chart of judging the reliability of point-counting results. American Journal of Science, 263: 87-90.
- Villanueva García, A., Vieyra, D. y Ovejero, R., 1995. Método de tinción aplicado a la identificación de feldespatos en cortes delgados. Tercera Reunión Argentina de Estudiantes de Geología: 1-5. Tucumán. (En prensa).
- Villanueva García, A. y Ovejero, R., 1996. Proveniencia de Areniscas del Neógeno basal en el valle Santa María, Catamarca, Argentina. Memorias del 12º Congreso Geológico de Bolivia, 1: 171-182, Tarija.
- Villanueva García, A. y Ovejero, R., 1997. Petrofacies de las unidades basales del Grupo Santa María (Neógeno) y su correlación con eventos deposicionales, Argentina. 9 Congreso Peruano de Geología. Volúmen Especial, 1: 413-419. Lima.
- Yrigoyen, M. R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina (Relato). Ameghiniana, 6 (4): 315-329.
- Zuffa, G., 1984. Optical analysis of arenites, influence of methodology on compositional results. En: Zuffa, G. G. (Ed.): "Provenance of Arenites", pp. 165-188. Reidel Publishing Company.

Recibido: 12 de junio, 1996

Aceptado: 14 de abril, 1998

Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el río Suquía, Córdoba:

1. Fuentes de iones mayoritarios

Diego M. GAIERO

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

ABSTRACT. *Hydrogeochemistry of a semi-arid system, Suquia River, Córdoba, Argentina: 1. Sources of major ions.* The Suquia River occupies a medium-size drainage basin (7,700 km²), in the semi-arid (800 mm of rainfall per year) region of central Argentina. The Suquia system has been studied in detail with the purpose of probing into aspects of the geochemistry of semi-arid rivers. Over 130 water samples have been analyzed, collected in different sectors and during different seasons. The functioning of the river system was investigated by means of different approaches, e.g., seasonal and temporal variability, R-mode factor analysis, mass balance, and thermodynamics. The sampling stations located in the upper catchment and those located in the south central region of the Punilla Valley, are of dilute sources totally developed over igneous and metamorphic rocks, and on steep slopes. Marked differences between the rivers draining the northern portion of the Punilla Valley, and those draining the south central sector, are attributed to a variable geochemical control. On the eastern slope, downstream from the San Roque reservoir, the river maintains the chemical signature of the upper drainage (bicarbonate-calcium/sodium), with only local modification. The chemical composition of the dissolved solids is related to the control exerted by the igneous-metamorphic complex. In the lowermost portion, the natural sources are masked by man-made ones (city of Córdoba). Salty groundwater seems to limit its influence to the Mar Chiquita depression; mass balance calculations clearly showed that atmospheric precipitation is the main source of Cl in the upper catchment. Close to urban centres, its concentrations are likely to be related to partly treated effluents. SO₄²⁻ concentrations could be related to several sources: a) groundwater circulating through sedimentary rocks; b) pyrite oxydation; and c) man-controlled sources. Plagioclase is the mineral phase which contributes significantly to the dissolved load, supplying Na⁺, Ca²⁺, HCO₃⁻ and SiO₂. An important fraction of the total Na⁺, and to a lesser extent of Ca²⁺, enters the system through the atmosphere. The local presence of marble, amphibolites and calcretes -along with erosion processes-, would be important sources of Ca²⁺, HCO₃⁻ and Mg²⁺, contributing a proportionally larger fraction than the weathering of silicates. The relief is, undoubtedly, the most significant variable which controls the geochemistry of the system. Through results and conclusions arising from this work, it has been possible to formulate a conceptual model which identifies the major geochemical characteristics of a typical semi-arid river system.

Introducción

La hidrogeoquímica del sistema del río Suquía ha sido estudiada en detalle a fin de dilucidar aspectos de la geoquímica de los ríos semiáridos.

La presencia de constituyentes mayoritarios disueltos en el agua está controlada por numerosas variables: químicas, geológicas, climáticas, geomorfológicas y biológicas (Meybeck 1979a).

La meteorización química tiende a profundizar el desarrollo de los suelos en detrimento de las rocas. Este proceso, a través de la disolución e hidrólisis de las rocas, libera elementos que son evacuados por el agua subterránea y en última instancia transportados por los ríos (Probst 1992). De esta manera, la meteorización juega un rol importante determinando la composición química de las aguas y, mediante una

acción ampliamente selectiva, reflejando claramente la geología de la cuenca en la que se desarrolla (Hem 1985).

Esta idea de selectividad fue ampliamente desarrollada por Stallard y Edmond (1983), quienes introducen dos conceptos de denudación: regímenes de "meteorización limitada" (*weathering-limited*) y regímenes con "transporte limitado" (*transport-limited*). En el primer caso de carácter más selectivo, los mecanismos de erosión son más veloces que los de meteorización química. Sólo los minerales más reactivos contribuyen a la carga disuelta, mientras que los menos solubles son arrastrados por erosión física. Bajo un régimen limitado por el transporte (*transport-limited*), la erosión física es menos intensa, los productos de meteorización pueden acumularse y, debido a que la meteorización química es aquí menos

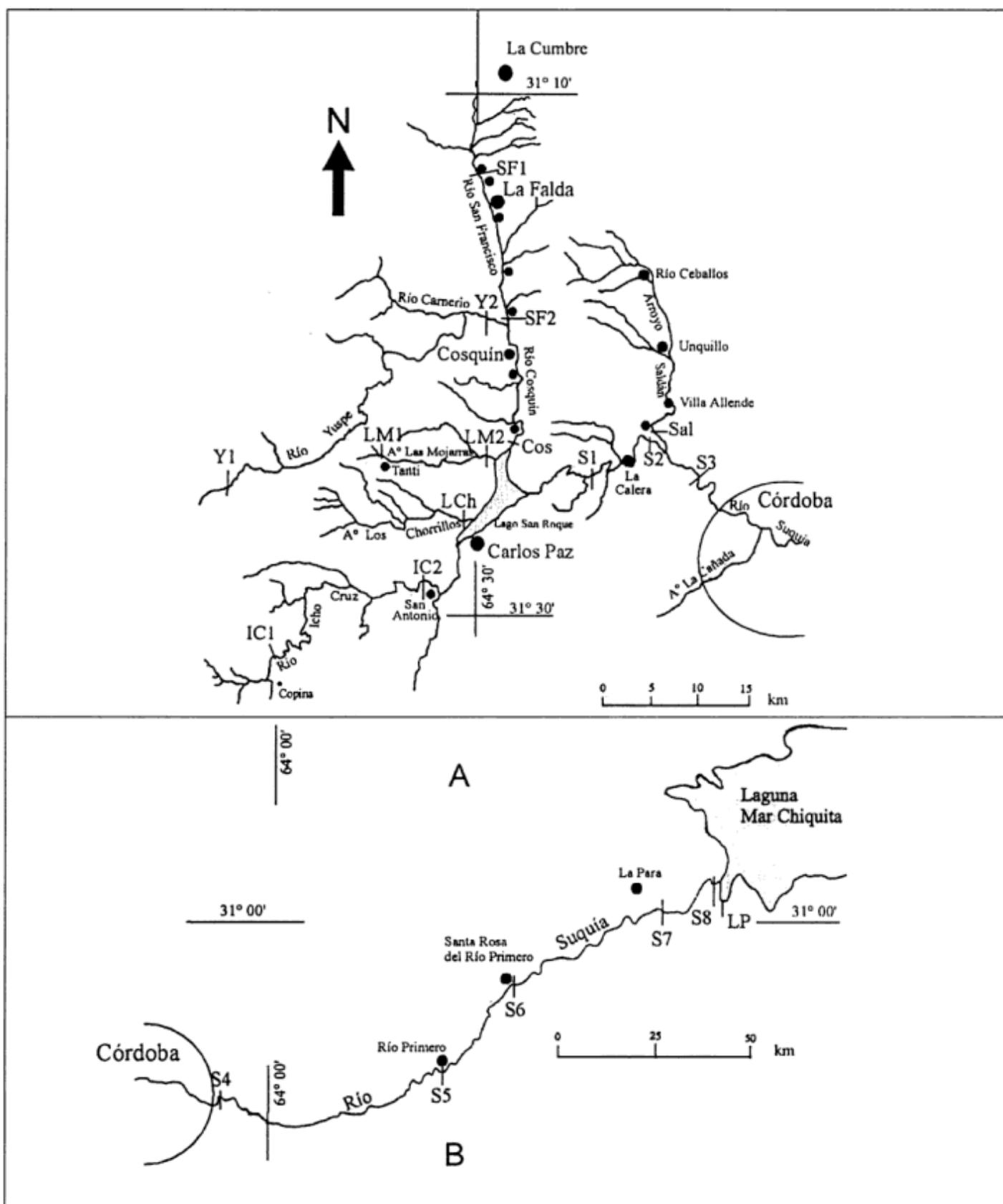


Figura 1: Cuenca del río Suquia. Ubicación de las estaciones de muestreo: A, Cuenca activa (sector de cabeceras, valle de Punilla y pendiente oriental), B, Cuenca inferior (llanura Pampeana).

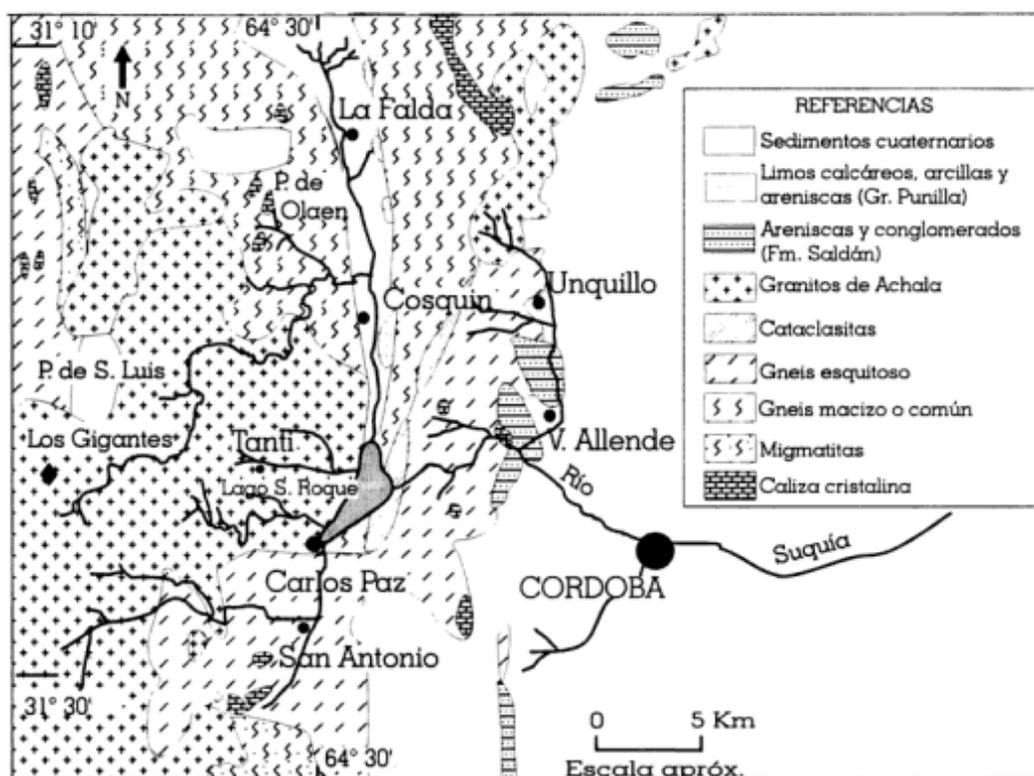


Figura 2: Principales unidades litológicas presentes en la cuenca del río Suquía (Lucero 1995).

selectiva, todos los minerales intemperizables pueden contribuir a la carga disuelta en proporción a su abundancia en la roca.

Numerosos estudios previos han acordado acerca de varios principios básicos de la meteorización química. Los mismos fueron sintetizados de la siguiente forma por Bluth y Kump (1994): 1) los sólidos disueltos totales (SDT) presentes en ríos están principalmente en función del escurrimiento; 2) los índices de disolución de minerales son controlados por la litología, por la permeabilidad de los suelos y por los materiales regolíticos presentes en la cuenca; 3) la influencia antrópica sobre la calidad de un curso de agua es ampliamente variable y es probable que los elementos más afectados por ésta sean Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} y NO_3^- ; 4) en un período largo de tiempo, el factor biológico puede considerarse en un estado estacionario, y 5) el bicarbonato y la sílice disuelta parecen ser los mejores elementos para ser usados en consideraciones sobre meteorización química. Ellos dan una buena idea del progreso que sufre la meteorización en regolitos y suelos, y son los menos afectados por las actividades humanas.

Área de estudio

La cuenca del río Suquía está ubicada entre los $30^\circ 58'$ y $31^\circ 37'$ de latitud sur y los $60^\circ 23'$ y $64^\circ 51'$ de longitud oeste (Fig.1). Su área total es, aproxima-

damente, de 7.700 km^2 de los cuales el 42 % pertenece a la cuenca activa. En el sector este de la cuenca, el río Suquía atraviesa la ciudad de Córdoba (1,18 millones de habitantes), escurre por la llanura Chaco-Pampeana y desemboca en un apéndice de la laguna Mar Chiquita, denominado laguna del Plata, con características hipersalinas (salinidad aproximada de 30 g l^{-1}).

La descarga anual del río medida en la salida del dique San Roque, es de $0,28 \text{ hm}^3$. La producción específica de agua de la cuenca es de $6,0 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, abastecida por precipitaciones medias de 900 mm al año en la cuenca alta. Las contribuciones níveas son esporádicas, sin ninguna significancia en el balance hídrico.

Marco geológico

En la Fig. 2 se puede observar la distribución litológica en la cuenca activa del río Suquía (Lucero 1995). La unidad litológica más destacable es la presencia del basamento cristalino (Precámbrico-Paleozoico inferior) compuesto por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica e intruido por batolitos graníticos. El Precámbrico está representado por un complejo metamórfico-migmático.

Dentro de este complejo la roca más abundante es el gneis tonalítico-biotítico (gneis común de Pastore

Tabla 1: Datos físico-químicos espaciales y temporales del agua de la cuenca del río Suquia.

Periodo de muestreo	Número de muestra	Estaciones de muestreo	pH	Temp. °C	Cond. espec. µS/cm	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
mg l ⁻¹														
SET. 1989	1	IC1	8,80	8,5	35	4,0	2,7	36,0		4,0	2,0	5,3	0,4	
	2	IC2	8,12	14,0	97	10,4	3,7	55,0		11,0	2,0	11,5	0,1	
	3	LCh	8,12	14,0	140	13,6	5,6	95,0		20,0	2,0	27,3	2,0	
	4	SF1	8,20	14,5	450	30,0	50,2	238,0		42,0	11,0	61,8	6,3	
	5	Y2	7,30	18,0	160	19,0	4,7	89,0		16,0	3,0	22,6	3,2	
	6	Cos	8,20	17,0	400	30,6	64,8	201,0		41,0	6,0	65,4	5,1	
	7	S1	8,30	14,0	195	17,4	20,6	98,0		20,0	6,0	31,9	2,9	
	8	S3	8,10	15,0	310	21,2	52,6	142,0		36,0	7,0	40,3	5,4	
	9	S4	7,60	18,0	1250	166,4	239,2	230,0		112,5	25,0	117,5	14,4	
	10	S5	8,00	17,0	890	130,0	251,0	204,0		89,0	15,0	94,2	11,5	
	11	S7	8,63	22,5	950	116,4	211,0	206,0	4,6	80,0	12,0	90,5	12,8	
DIC. 1989	12	IC2	8,12	32,0	67	7,0	7,0	54,0		6,0	1,0	10,8	0,2	
	13	SF1	8,86	30,0	430	29,0	19,0	230,0	10,6	31,0	11,0	58,7	6,0	
	14	Y2	8,87	31,0	88	10,0	7,5	93,9	4,5	8,0	2,0	4,6	1,0	
	15	S1	8,45	26,0	290	26,0	21,5	137,3	2,5	24,0	5,0	44,7	3,0	
	16	S4	8,25	28,0	1500	169,4	213,0	250,0		112,0	25,0	131,0	11,9	
	17	S5	8,25	25,0	1100	122,0	185,0	216,0	2,6	88,0	21,0	100,3	12,1	
	18	S7	8,50	21,0	880	104,0	170,0	250,0	4,4	73,0	16,0	89,0	11,4	
ABR. 1990	19	IC1	7,30	14,0	36	6,8	5,0	18,2		4,0	2,0	2,5	0,2	
	20	IC2	7,00	18,0	60	9,8	6,0	52,8		12,8	2,3	3,6	0,6	
	21	LCh	8,80	17,0	100	11,0	7,0	70,4	2,0	10,0	4,0	12,0	0,6	
	22	LM2	8,10	18,0	190	14,0	8,0	165,2		26,0	9,5	18,0	1,5	
	23	SF1	8,70	16,0	410	28,4	37,0	253,7	6,3	59,0	13,5	66,7	4,6	
	24	Y2	8,20	17,0	69	12,0	6,0	94,6		10,0	3,0	7,4	0,5	
	25	Cos	8,52	17,0	210	14,4	25,0	196,7	3,0	26,0	6,0	37,2	1,7	
	26	S1	8,00	19,0	260	16,0	21,0	135,9		31,0	9,0	23,0	3,8	
	27	S3	8,30	19,0	510	34,0	31,0	373,0		77,0	19,0	49,8	6,0	
	28	S4	8,40	20,0	415	26,0	36,0	175,5	2,4	62,0	7,8	39,9	5,0	
	29	S5	7,90	18,0	1000	131,0	153,0	170,0		108,0	10,0	125,0	11,0	
	30	S6	8,50	15,5	830	113,0	145,0	196,9	3,3	108,0		107,0	11,0	
	31	S7	8,60	17,0	800	141,0	138,0	195,2	4,2	97,0	10,0	100,0	10,0	
	32	S7	9,10	19,5	840	140,0	135,0	170,3	12,2	87,0	8,0	102,0	9,0	
AGO. 1990	33	IC1	8,40	12,0	45	4,6	1,0	28,0	3,7	6,4	0,0	11,7	0,4	
	34	IC2	8,80	18,0	98	7,8	4,8	51,2	7,1	12,0	2,8	17,4	1,1	
	35	LCh	8,50	16,0	170	10,0	3,8	75,6	22,0	20,0	2,7	28,5	1,1	
	36	LM1	8,80	18,0	260	19,1	5,2	93,0	29,3	34,0	5,0	37,3	2,3	
	37	SF1	9,00	17,0	500	36,9	38,9	161,0	83,0	50,0	15,0	79,0	5,6	
	38	Y2	9,31	19,0	160	28,0	1,8	54,0	19,5	17,5	5,4	30,0	1,6	
	39	Cos	9,23	19,0	430	32,8	36,5	117,0	49,0	53,0	1,4	75,6	5,1	
	40	S1	8,40	14,0	165	21,3	17,0	85,4	19,5	20,0	6,6	32,5	2,3	
	41	S3	8,82	15,0	560	78,8	28,3	215,0	78,1	72,0	34,0	73,7	6,7	
	42	S4	8,76	15,5	330	24,6	29,3	58,6	56,0	40,0	10,0	49,9	4,0	
	43	S5	7,76	17,0	880	165,0	242,8	293,0	0,0	113,0	21,0	139,0	12,0	
	44	S6	8,54	16,0	870	127,0	170,3	155,0	46,0	91,0	17,0	108,0	9,8	
	45	S7	8,72	19,0	870	106,7	151,8	179,0	41,5	90,0	17,0	101,0	9,0	
	46	S7	9,10	20,0	920	113,1	154,6	185,0	78,1	83,0	18,0	107,0	9,8	
NOV. 1990	47	IC1	7,88	17,0	24	7,4	1,3	16,0		1,0	1,1	5,4	0,8	
	48	IC2	8,26	22,5	43	11,6	1,2	19,0		5,5	0,6	6,7	0,9	
	49	LCh	8,70	24,5	58	8,0	10,6	28,0		6,4	2,0	11,0	0,9	
	50	LM1	8,91	26,5	250	16,0	31,5	121,5	8,3	40,0	5,0	29,4	2,1	
	51	SF1	9,30	25,0	485	37,0	61,4	202,0	32,4	44,0	17,0	77,0	5,0	
	52	Y2	8,71	25,0	55	6,8	10,9	18,0	4,9	8,0	1,0	8,7	1,1	
	53	Cos	8,83	24,0	150	14,2	45,2	62,0	2,9	15,4	4,0	24,0	2,0	
	54	S1	8,28	20,5	265	17,0	52,6	149,0		35,6	10,0	37,6	3,3	
	55	S3	8,67	20,0	500	42,6	51,9	283,0	13,8	78,0	38,0	62,4	7,0	
	56	S4	8,43	21,0	368	32,2	63,5	148,0	4,9	46,0	13,0	49,6	4,4	
	57	S5	8,24	24,0	910	165,7	241,0	198,0		78,0	20,0	112,7	7,6	
	58	S6	8,55	27,0	850	127,6	168,4	169,0	5,9	82,0	18,0	97,2	9,0	
	59	S7	8,60	31,0	900	106,7	149,9	169,0	6,9	82,0	18,0	96,6	8,4	
	60	S7	8,90	32,0	910	113,1	150,0	170,0	13,7	77,0	16,5	97,9	9,2	
JUN. 1991	61	IC1	7,66	14,0	36	5,5	4,4	26,2		4,8	0,8	6,1	0,6	
	62	IC2	8,37	15,0	72	6,5	9,6	42,7	3,2	9,2	3,4	7,4	1,0	
	63	LCh	7,82	13,5	78	9,2	4,3	53,7		10,2	2,9	10,1	0,8	
	64	Y1	8,05	15,0	33	7,6	2,9	22,4		4,1	0,8	6,0	0,3	
	65	LM1	7,72	16,0	67	9,0	4,3	45,1		8,4	2,1	8,6	0,5	
	66	LM2	8,15	17,0	133	11,0	7,9	91,5		20,0	4,4	13,1	1,5	
	67	SF1	8,50	16,0	410	21,0	44,1	276,0	26,8	52,3	18,6	61,1	5,1	
	68	SF2	8,74	12,0	430	26,0	38,8	272,1	29,3	51,9	18,3	62,5	6,4	
	69	Y2	8,51	17,0	81	8,4	4,3	63,4	2,4	11,5	3,5	9,2	1,3	
	70	Cos	8,26	17,0	279	15,6	51,4	158,6		29,0	10,0	42,0	3,3	
	71	S1	7,93	16,5	145	8,6	20,6	94,0		18,9	9,7	14,7	2,6	
	72	S2	8,03	17,0	289	17,8	25,0	208,0		46,6	21,8	29,5	5,1	
	73	S3	8,31	17,0	398	32,0	21,2	277,0	4,9	56,0	28,2	37,6	5,7	
	74	S4	8,19	18,0	278	19,6	33,8	177,0		38,8	17,6	27,9	4,6	
	75	S5	7,50	20,0	770	97,5	194,0	230,6		82,4	37,0	110,2	9,2	
	76	S6	7,99	21,0	738	98,0	177,8	186,7		81,2	30,0	95,8	9,2	
	77	S7	8,29	19,0	702	96,4	183,7	186,7		83,2	22,0	94,2	8,9	
	78	S7	8,40	21,0	1100	183,2	374,7	208,6	11,0	78,0	31,5	118,5	10,0	
	79	S8	8,67	18,0	2150	441,0	642,9	238,0	24,4	79,2	21,4	611,2	12,0	
	80	LP	8,83	18,0	18000	5240,0	2917,5	217,2	73,2	244,8	228,0	8811,0	70,0	
OCT. 1991	81	IC1	8,16	15,0	46	6,5	5,8	25,0		4,4	0,7	7,8	1,1	5,9
	82	IC2	8,74	21,0	94	13,2	11,0	37,4		8,6	0,6	10,5	1,4	6,7
	83	LCh	8,10	21,0	124	7,0	6,7	61,0	6,5	13,0	3,2	17,0	1,1	4,5
	84	Y1	7,72	17,0	50	5,7	5,6	27,0		4,1	0,6	8,6	0,8	10,8
	85	LM1	7,86	20,0	100	8,9	5,9	54,9		12,0	0,6	13,4	0,8	11,6
	86	LM2	9,17	22,5	235	8,0	9,2	109,3	29,3	28,5	3,6	25,0	2,3	5,5
	87	SF1	8,30	16,0	412	26,6	47,0	252,0		36,4	5,2	71,0	4,9	6,9
	88	SF2	8,44	17,0	460	32,8	48,0	236,7	7,3	38,8	13,4	75,0	5,5	6,5
	89	Y2	8,07	19,0	136	6,6	7,5	61,0		12,3	1,4	18,0	2,2	6,4
	90	Cos	9,23	20,0	325	14,2	40,0	95,0	46,4	24,0	1,2	47,0	3,0	3,9
	91	S1	9,07	22,0	206	9,2	25,6	70,8	3,7	20,5	3,6	22,5	2,5	0,7
	92	S2	8,25	22,0	250	15,6	25,0	112,3	46,4	28,0	3,9	22,0	3,3	2,5
	93	S3	9,07	24,0	730	87,0	37,0	229,4	39,0	60,0	17,0	83,5	7,2	14,3
	94	S4	8,78	21,0	300	50,5	32,2	111,0	19,5	34,0	3,7	28,0	3,4	1,4
	95	S5	7,57	22,0	1060	161,0	206,0	231,0		97,0	15,4	152,0	12,0	5,8
	96	S6	8,30	24,0	950	153,0	172,0	187,0		94,4	15,3	100,0	10,2	6,5
	97	S7	8,43	25,0	960	136,0	172,0	165,0	3,7	97,0	8,7	97,0	10,2	9,9
	98	S8	8,60	27,0	1040	148,0	195,0	166,0	7,3	102,0	4,0	101,0	10,2	11,4

Tabla 1: (continuación)

Periodo de muestreo	N° de muestra	Estaciones de muestreo	pH	Temp. °C	Cond. espec. $\mu\text{S}/\text{cm}$	mg l^{-1}										
						Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂		
MARZ. 1992	101	IC1	7,43	20,0	31	5,8	3,9	15,4		4,0	0,4	3,3	0,7	7,3		
	102	IC2	7,84	24,0	107	8,8	5,7	61,1		13,3	1,5	7,8	1,6	8,9		
	103	Y1	7,54	23,0	30	5,3	2,7	12,9		2,9	0,5	3,3	0,7	7,4		
	104	LM1	7,58	25,0	78	7,5	5,0	34,5		8,3	1,0	7,0	0,8	10,8		
	105	LM2	8,24	25,0	200	8,5	8,6	118,3		23,0	5,8	16,3	2,2	15,0		
	106	SF1	8,58	25,0	360	12,0	21,2	214,7	12,9	48,4	4,7	31,4	3,8	13,6		
	107	SF2	8,60	25,0	400	13,3	28,6	222,4	19,2	51,0	9,1	35,4	4,9	12,3		
	108	Y2	8,46	24,0	125	8,8	5,3	70,5	1,5	17,2		10,6	1,5	8,9		
	109	Cos	8,47	24,0	270	10,3	23,7	147,6	4,9	40,0		26,8	3,7	11,4		
	110	S1	8,06	25,0	136	4,5	9,9	70,8		18,4	3,0	9,9	1,5	2,7		
	111	S3	8,25	20,0	185	10,3	14,6	93,9		25,8	4,5	13,1	3,4	5,0		
	112	S4	7,88	21,0	265	25,8	33,5	105,7		32,7	6,7	28,0	3,9	5,6		
	113	S5	8,17	22,0	273	30,5	37,4	111,0		35,9	7,4	28,6	3,8	6,3		
	114	S6	8,26	22,5	286	30,0	36,0	112,5		36,6	7,0	28,9	3,9	6,3		
	115	S7	8,40	25,5	295	30,3	30,7	133,5	3,2	38,3	7,0	36,1	4,7	7,5		
	116	S8	8,25	25,0	400	41,0	27,6	162,3		38,4	6,2	44,5	5,0	6,8		
JUL. 1992	117	IC1	7,70	6,50	30	3,5	0,8	25,6		5,1	0,4	5,7	0,4	8,1		
	118	IC2	8,57	10,00	121	7,8	9,0	68,3	17,7	17,4	3,8	9,7	1,4	7,0		
	119	Y1	8,05	8,00	34	4,1	0,9	24,7		4,3	0,4	6,1	0,4	10,4		
	120	LM1	7,73	11,20	80	5,6	2,4	81,0		13,2	0,2	9,9	0,7	12,0		
	121	LM2	8,77	12,20	242	10,0	11,6	204,5	19,2	44,2	5,9	24,5	1,8	11,4		
	122	SF1	8,50	13,50	355	25,6	39,9	285,5	5,5	56,3	6,9	48,6	4,1	11,1		
	123	SF2	8,51	12,20	390	19,0	41,8	321,1	57,6	56,3	11,4	59,9	4,5	11,0		
	124	Y2	8,56	10,30	188	8,7	10,8	154,9	5,5	29,9	4,3	23,8	2,1	10,1		
	125	Cos	8,61	14,00	372	17,2	45,6	247,1	16,5	44,0	9,1	48,3	4,0	8,5		
	126	S2	8,15	16,80	250	12,5	17,0	179,8		36,1	7,4	22,2	3,5	5,2		
	127	Sal	8,28	18,00	500	36,0	36,5	305,0		77,0	15,3	39,6	5,8	13,6		
	128	S3	8,40	16,00	360	18,8	23,0	226,9		53,7	9,0	30,3	4,4	10,0		
	129	S4	8,10	12,00	620	75,5	249,0	176,9		78,0	12,5	106,3	12,6	8,1		
	130	S5	8,08	11,50	507	66,0	168,0	167,1		75,0	8,8	75,0	7,1	7,5		
	131	S6	8,46	12,00	590	74,5	159,0	226,9	8,2	79,5	14,0	79,9	7,3	10,0		
	132	S7	8,17	13,00	1400	225,0	422,0	256,2		77,5	15,4	267,4	9,5	9,7		

1932). Los mármoles cálcicos y dolomíticos están ampliamente difundidos en este complejo conformando fajas calcáreas. Lira (1985) describe cinco facies graníticas dentro del batolito, de las cuales la facies B (monzogranito porfírico) es la más abundante (Tabla 2). La complejidad que reviste la roca de caja (gneis común), hace difícil establecer una composición química representativa de la misma, de manera que dos muestras pertenecientes al sector del Diquecito han sido seleccionadas como representativas de la composición química de la roca regional (Tabla 2).

Geomorfología y suelos

Según Barbeito (1986), se puede decir que la cuenca alta del río Suquía exhibe relieves medianos (pendientes del 7-12%), hasta muy fuertes y escarpados (pendientes >35%). En la pampa de Achala y en otras planicies menores similares (e.g., planicie de Los Gigantes), los suelos se forman a partir de la meteorización de las facies graníticas y dan lugar a la formación de regosoles en los que se pueden diferenciar clastos líticos y minerales graníticos (Lira 1985). La pendiente oriental de la Sierra Grande, está enmarcada en un dominio litológico mixto entre granitoide y rocas gnéicas, con porcentajes de afloramientos menores al 50%. El relieve se presenta generalmente con pendientes del 12 al 35%. Al ser relativamente más suave que el de la vertiente occidental, la alteración del complejo metamórfico es más profunda (Jarsún *et al.* 1989).

En el norte del valle de Punilla, asociados al gneis regional, son importantes los afloramientos de sedimentos no consolidados y sedimentitas vinculados

tanto a relieves suaves (3-7%, e.g., pampa de Olaen) como a relieves medianos con pendientes entre el 7 y 12% (Grupo Punilla) (Fig. 2).

La pendiente occidental de la Sierra Chica, constituida principalmente por rocas gnéicas, está caracterizada por un relieve muy escarpado. El sector oriental, también conformado por rocas gnéicas, presenta una pendiente más tendida, sin embargo existen áreas con relieves accidentados fuertes (pendientes entre 12-35%) y muy fuertes asociadas a las márgenes del río Suquía. En este sector se encuentran las primeras estribaciones de la Elevación Pampeana, que es marginada hacia el este por la denominada Depresión Periférica. En esta zona de transición el relieve de la llanura es irregular, con pendientes entre 0,1 y 0,5%. Los suelos presentes en esta área se desarrollan sobre loess y arenas fluviales en su mayor parte. En el tramo final del río, cercano a la desembocadura, existen complejos de suelos salinos, salinos-alcalinos, alcalinos-sódicos e hidromórficos (Vázquez *et al.* 1979).

Materiales y métodos

A fines de establecer un patrón de variación espacial y temporal de la química mayoritaria del agua de la cuenca del río Suquía, el sistema fue muestreado en nueve oportunidades entre septiembre de 1989 y julio de 1992, sobre una malla final de 22 estaciones (Fig. 1 y Tabla 1). Además, se efectuaron tomas de muestras de agua de lluvia que en su totalidad fueron obtenidas en la ciudad de Córdoba (Tabla 3).

En cada punto de muestreo se recolectaron, apro-

Tabla 2: Composición química de algunos tipos de rocas más comunes en la cuenca del río Suquia.

Valores en %	Gneises		Granito	Monzogranito		Areniscas		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	62,8	61,2	73,71	68,35	69,12	67,8	66,3	62,7
TiO ₂	1,33	1,62	0,06	0,56	0,31	0,87	0,63	1,08
Al ₂ O ₃	15,9	15,4	14,9	16,42	17,62	12	12,1	11,22
Fe ₂ O ₃	0,7	1,8	0,86	4,22	2,26	4,59	3,06	6,06
FeO	6,5	6,6	0,3			0,1	0,07	
MnO	0,11	0,14	tr.	0,06	0,04	1,88	1,14	4,85
MgO	2,5	2,3	0,18	0,75	0,32	1,37	4,38	2,62
CaO	4,1	4,6	1,31	1,16	0,97	2,69	3,05	1,82
Na ₂ O	3,1	2,8	3,96	3,01	2,93	2,92	2,77	3,32
K ₂ O	1,9	2,4	4,26	4,87	5,8	0,19	0,18	
P ₂ O ₅	0,4	0,48	0,13	0,21	0,28			

Las muestras 1, 2 y 3 pertenecen al sector de la Quebrada del río Primero (Gordillo, 1958). La muestra 1 está ubicada cercana a Casa Bamba y la muestra 2 a la cantera La Mesada. La muestra 3, corresponde al "stock" granítico que corta el río Primero unos 2 km antes de La Calera.

Las muestras 4 y 5, pertenecen al batolito de Achala (Lira y Kirschbaum, 1990). La muestra 4 fue extraída cercana a la mina Schlaginweit, en tanto la muestra 5 fue extraída unos 6 km al este de dicha mina.

Las muestras 6, 7 y 8 pertenecen a las areniscas de la Fm Saldán (Piovano, 1994). Las muestras 6 y 7 están ubicadas en el sector denominado Los Carolinos, en tanto la muestra 8, está ubicada próxima a la localidad de Saldán.

Tabla 3: Datos físico químicos del agua de lluvia caída en la ciudad de Córdoba.

FECHA	pH	Cond. μS cm ⁻¹	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
			mg l ⁻¹						
27/3/92	6,55	8,30	1,60			1,50		0,18	0,21
10/11/92	6,19	10,60	1,85	1,60		0,83	0,20	0,42	0,36
12/12/93	7,18	17,00		0,39	0,30	1,65		0,39	0,84
15/12/93	7,28	20,00	1,10	0,64	1,36		0,08	0,36	0,36
23/01/94		45,00		0,66	0,71	2,21	1,17	0,37	0,20
2 al 5/2/94	6,73	20,80		0,46	2,60	2,76	0,56	0,31	0,20
9-10/2/94	6,04	8,50		0,54	1,07	1,12	0,55	0,18	0,12
26/2/94	6,67	18,00		1,01	1,75	1,02	0,03	0,56	0,50
14/3/94	5,67	11,50		1,20	0,79	0,69	0,14		
15/3/94	5,33	6,80		1,58	0,59	0,55	0,58	0,07	0,07
15-16/3/94	4,85	5,35		0,68	2,03	0,38	0,07	0,85	0,27
15-16/3/94	5,17	5,65		1,39	1,10	0,42	0,04	0,07	0,07
17/3/94	5,56	6,19		0,87	1,64	0,85	0,19	0,61	0,22
Promedio	6,10	14,13							
mg/l			1,52	0,92	1,27	1,17	0,33	0,36	0,28
μeq/l			24,85	25,88	25,87	58,13	26,94	15,78	7,28
% μeq/l			32,40	33,90	33,80	53,80	24,90	14,60	6,21

ximadamente, tres litros de agua que fueron inmediatamente fraccionados y acondicionados dependiendo del tipo de análisis químico requerido.

Para los lineamientos generales del muestreo de aguas se siguió a Michaelis e Ittekkot (1982). La temperatura, el pH, la conductividad específica, la alcalinidad y el oxígeno disuelto, se determinaron inme-

diatamente una vez extraída la muestra de agua. La determinación de la alcalinidad se hizo por titulación potenciométrica con H₂SO₄ 0,160 y 1,60 N.

Una vez en el laboratorio, la totalidad de las muestras recolectadas fueron filtradas con filtros de 0,45 μm de tamaño de poro. Una fracción se conservó a 4 °C por un plazo no mayor a los siete días y fue des-

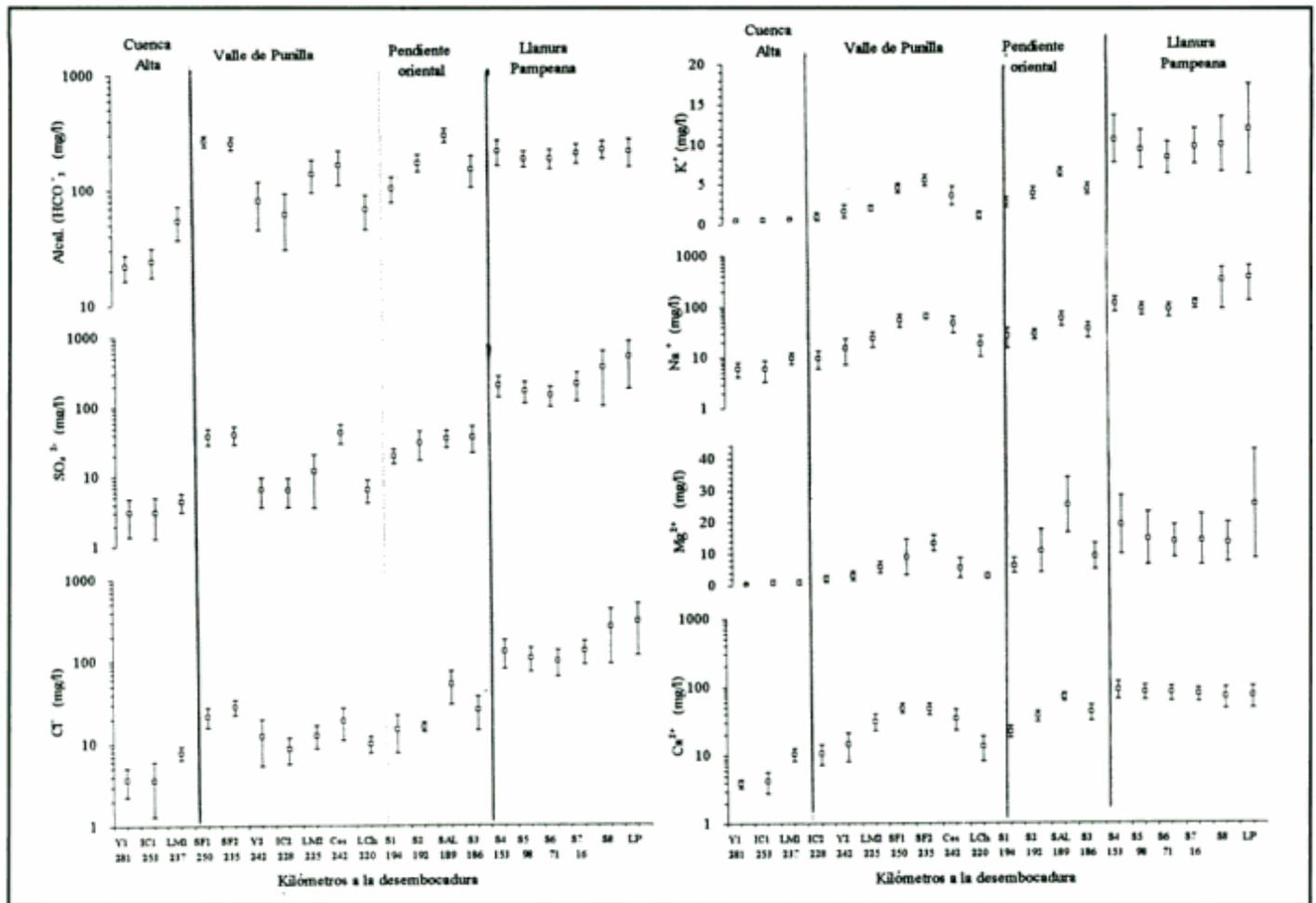


Figura 3: Variabilidad espacial de los cationes y aniones mayoritarios en diferentes estaciones de muestreo establecidas en el sistema del río Suquia. Las barras contienen el valor medio (cuadrado) y el desvío estándar (línea horizontal).

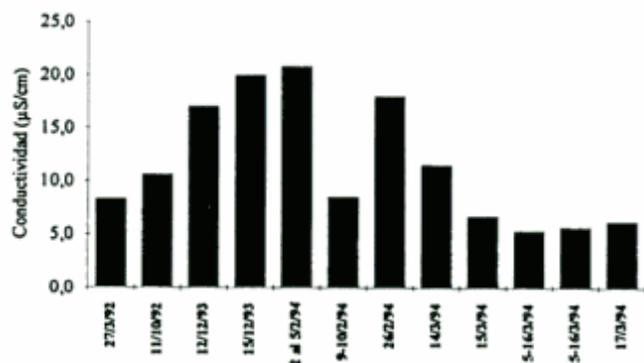


Figura 4: Variabilidad temporal de la conductividad del agua de lluvia caída en la ciudad de Córdoba.

tinada al análisis de cloruros, sulfatos y sílice. Otra fracción, llevada con HNO₃ a pH < 1,5, se utilizó para la determinación de calcio, magnesio, sodio y potasio. El sodio y el potasio se determinaron por espectrofotometría de emisión de llama, en tanto el calcio y el

magnesio por titulación complejométrica con EDTA 0,08 y 0,800 N. El cloruro fue analizado por titulación con AgNO₃ 0,2256 y 2,256 N, en tanto que el sulfato por turbidimetría y la sílice por espectrofotometría, método de azul molibdato.

La confiabilidad de los datos fue verificada por medio del control del balance de carga. Aquellas muestras que presentaban un desbalance mayor al 15 % fueron descartadas. En promedio para el conjunto de las muestras este desbalance de carga fue de 1,9 ± 5,9 %.

Las concentraciones promedio de los diferentes constituyentes mayoritarios (Tabla 1), fueron evaluadas utilizando análisis de factores modo-R (e.g., Merodio 1985; Davis 1986). Al analizar la distribución estadística de las variables se comprobó que, con la obvia excepción del pH, todas las demás variables no exhibieron distribuciones normales, utilizándose una matriz con datos transformados a logaritmos decimales.

Para facilitar la interpretación de los resultados, el conjunto de las estaciones de muestreo fue incluido

en tres sectores geográficos (Fig. 1): 1) Estaciones de muestreo ubicadas en la cuenca alta del río Suquía, que a su vez fueron divididas en: a) estaciones ubicadas en las cabeceras del sistema (IC1, Y1 y LM1); b) en el sector centro-sur del valle de Punilla (IC2, Y2, LM2 y LCh) y, c) en el sector norte del valle de Punilla (SF1, SF2 y Cos); 2) Estaciones de muestreo ubicadas en el sector de la pendiente oriental de la Sierra Chica (S1, S2, Sal y S3) y 3) Estaciones de muestreo ubicadas en el sector de la llanura Chaco-Pampeana (S4, S5, S6, S7, S8 y LP).

Con el objeto de calcular algunos parámetros de utilidad en hidrogeoquímica, se utilizó el modelo geoquímico computarizado SOLMINEQ88 (Kharaka *et al.* 1988).

Resultados y discusión

1. Dinámica geoquímica: variabilidad espacio-temporal de iones mayoritarios

Con el objeto de resumir la información de la Tabla 1, las concentraciones promedios de cationes y aniones mayoritarios fueron graficadas junto con sus desvíos estándar en función de su ubicación geográfica dentro de las subcuencas analizadas (Fig. 3). Observando esta figura, se puede deducir que todos los iones muestran un claro incremento de sus concentraciones aguas abajo de la ciudad de Córdoba.

Asimismo, observando la amplitud de las barras (desvío estándar), se destaca la variabilidad temporal de los iones en cada una de las estaciones de muestreo consideradas.

A partir del análisis de las variaciones temporales se interpretó que la covariabilidad del HCO_3^- con la conductividad, entre los ríos Icho Cruz, Yuspe y el arroyo Los Chorrillos, podría ser considerada como un indicio de la acción de procesos similares de control temporal vigentes en todos ellos (sector centro-sur del valle de Punilla). Las variables químicas del arroyo Las Mojarras presentaron una baja covariabilidad con la de los cursos de agua mencionados. La pobre dependencia estacional de sus concentraciones con los caudales, dificultó la tarea de establecer un patrón de control estacional discernible, deduciéndose que el accionar antrópico podría tener un papel fundamental en el control de la química mayoritaria de este arroyo (Gaiero 1995).

A diferencia del sector norte del valle de Punilla, en los cursos de agua del sector centro-sur las concentraciones de HCO_3^- , Ca^{2+} y Na^+ son las únicas variables que siguen estrictamente las variaciones temporales de la conductividad. Esta particularidad podría estar vinculada a la presencia casi exclusiva de rocas del basamento y a la existencia, proporcionalmente menor, de rocas carbonáticas. Probablemente, atribuible a un control hidrogeoquímico variable, el sector norte del valle de Punilla (río San Francisco)

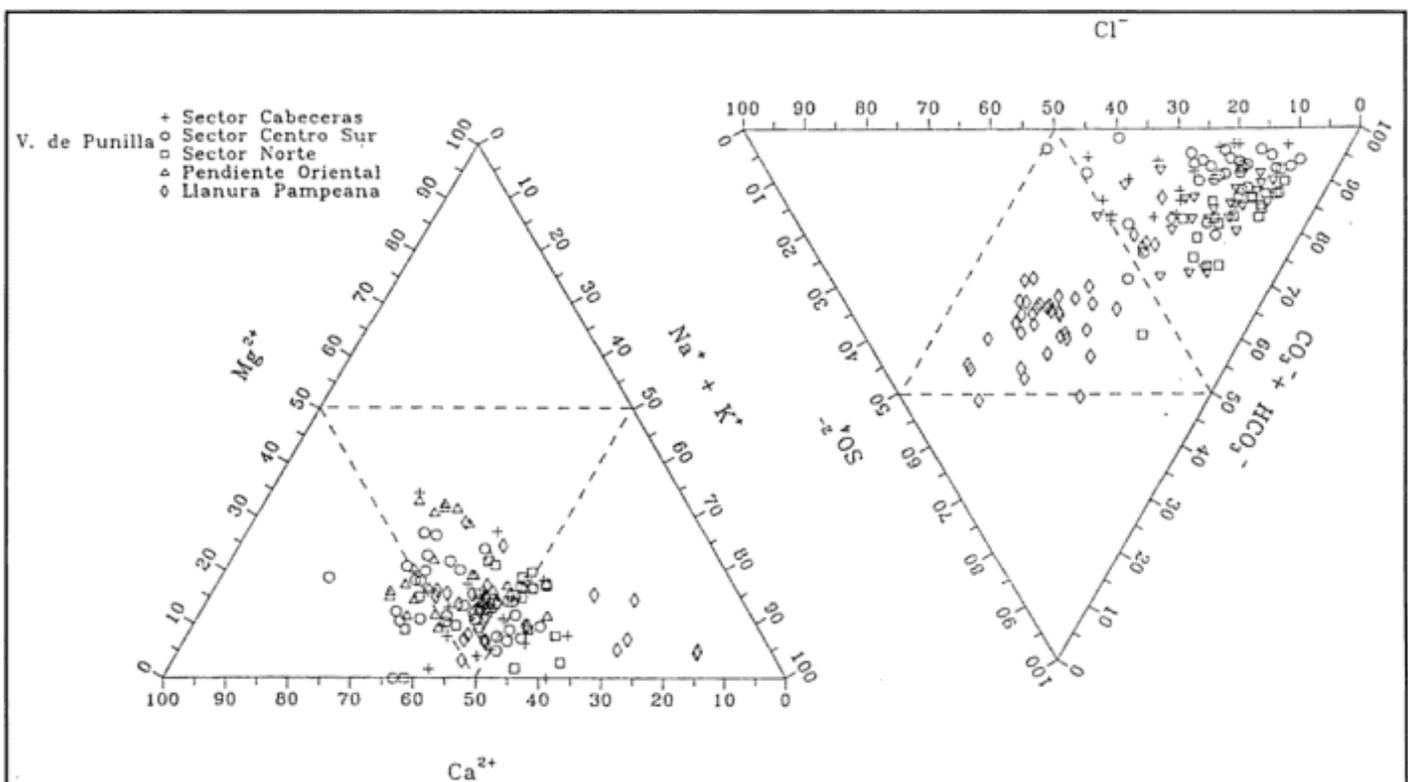


Figura 5: Composición química (meq %) del agua del sistema del río Suquía en diferentes sectores del mismo.

Tabla 4: Concentración de iones mayoritarios en aguas subterráneas del valle de Punilla y vertiente sobre el arroyo Saldán

SECTOR	Cond. μScm^{-1}	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺ mg l ⁻¹	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	PCO ₂ ppmv	IScalcita
H.Grande	1570,0	8,11	69,7	67,7	719,0	24,9	13,6	236,4	17,6	4822	0,70
V. Hermoso			85,2	117,9	593,0	158,3	3,4	107,0	5,9		
Cosquín	1760,0	7,71	42,6	624,0	517,0	56,1	25,0	398,0	8,7	8541	0,40
Cosquín	525,0	7,07	25,1	26,0	318,2	62,7	14,3	48,1	4,5	24970	-0,14
Cosquín	691,0	7,25	19,1	41,5	432,0	75,7	20,0	60,0	4,2	25850	0,20
S. María de Plla.	1109,0	6,80	43,4	140,0	380,2	72,5	23,8	154,4	4,6	54760	-0,33
S. María de Plla.	1306,0	7,01	51,0	422,6	324,2	56,3	20,0	229,8	5,2	28240	.0,40
B. Masse	2510,0	7,67	401,0	729,2	289,3	281,3	97,0	188,8	8,8	4960	0,80
B. Masse	1174,0	7,66	91,1	208,0	414,0	62,1	31,7	168,6	5,8	8036	0,45
Promedio	1296,43	7,31	96,19	313,04	382,13	95,24	33,11	178,24	5,97	22194	0,14
Saldán	3150,0	6,83	193,0	658,0	656,0	199,0	60,5	412,0	6,8	77700	0,10

IScalcita = Índice de saturación calcita

exhibe un comportamiento espacio temporal significativamente diferente al mostrado por los ríos del sector centro-sur.

En el río San Francisco, es probable que el origen de la mayor parte de los iones esté vinculado a la interacción del agua subterránea con el gneis común, los sedimentos modernos (Gr. Punilla, presencia de mantos calcáreos) y los afloramientos de calizas metamórficas y calcretes (*e.g.*, Pampa de Oláen). Este control también se puso de manifiesto a través de la observación de diferentes aspectos, como son los incrementos mínimos de las concentraciones en la mayoría de los constituyentes mayoritarios entre las nacientes y el sector distal (SF2), aumentos de la conductividad en los meses del período de estiaje y fuerte disminución en el período húmedo y, similitud composicional entre el agua del río y el agua subterránea (*i.e.*, bicarbonatada, sódica-cálcica o cálcica-sódica).

En la pendiente oriental, aguas abajo del lago San Roque, el río Suquía conserva la impronta química de las estaciones de la cuenca alta. Modificada localmente, la composición de tipo bicarbonatada-cálcico/sódica (Fig. 5) es encontrada en todas las estaciones de esta pendiente. El dominio de los iones mencionados indicaría que, si bien la composición química del agua responde a la presencia del complejo ígneo-metamórfico, otros indicios (*i.e.*, incrementos aguas abajo de SO₄²⁻ y de Cl⁻ y la existencia de correlaciones significativas entre la conductividad, el SO₄²⁻, el Ca²⁺ y el Na⁺) ponen de manifiesto la importancia del agua subterránea como fuente de solutos, en función de su interacción con el tipo de roca presente (*i.e.*, calizas metamórficas, areniscas de la Fm. Saldán Fig. 2).

La llanura Chaco-Pampeana, con su manto de loess limita con las Sierras Pampeanas aproximadamente en la ciudad de Córdoba. A partir de allí, la oferta de material soluble, propia de los sedimentos cuaternarios, se ve incrementada por la actividad antrópica asociada a la contribución urbana. En este sector es posible observar que el aumento de la con-

ductividad entre las estaciones aguas arriba y aguas abajo de la ciudad de Córdoba, es en promedio, de un 48% y que ésta es provocada principalmente por la presencia de Cl⁻ y SO₄²⁻ (incremento medio del 68%) y de Na⁺ (53%). Estos tres iones están considerados entre los que en mayor medida son incorporados por la actividad antrópica a los cursos de agua (Meybeck 1979b; Bluth y Kump 1994). Curiosamente las concentraciones de todos los constituyentes mayoritarios exhiben una clara disminución en dirección aguas abajo de la ciudad de Córdoba (Fig. 3). Probablemente, esto se deba a dos factores principales; afluencia de aguas sobrantes utilizadas para riego (dilución) y procesos de adsorción iónica por el material particulado transportado en suspensión por el río (Gaiero 1995).

En el sector de la llanura Chaco-Pampeana, la influencia del agua subterránea sobre el río Suquía estaría limitada al área de la depresión de Mar Chiquita, explicando el aumento de la conductividad observado en ciertas épocas del año (*e.g.*, La Para - Tabla 1). La homogeneidad litológica, la inexistencia de aportes hídricos superficiales y subterráneos permanentes y la menor densidad demográfica, permiten que el río conserve la impronta química dejada por la ciudad de Córdoba.

2. Fuentes de solutos

2.a Agua de lluvia

De la observación de la Tabla 3, se deduce que la composición química del agua de lluvia es muy variable. La conductividad, fluctúa entre valores extremos de 5,3 a 45 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 4) y está íntimamente ligada a la presencia de aerosoles de origen natural o antrópico. En la misma tabla, se puede observar que la composición catiónica del agua de lluvia es eminentemente cálcica-magnésica, sin una dominancia aniónica. Probablemente, indicando la interacción de las partículas más finas del loess (ricas en carbona-

tos) con el agua de lluvia, en general se observa que valores de pH neutros van acompañados de conductividades altas.

2.b Agua subterránea

En función del relieve, las aguas subterráneas presentes en el ambiente serrano tendrían un comportamiento netamente influyente sobre los ríos y arroyos de este sector. En base a la información de 9 muestras recolectadas por el CIHRSA (Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida), ubicadas en las cercanías de las márgenes de los ríos Grande o San Francisco y Cosquín (Tabla 4), se observa que la concentración de sólidos disueltos totales (SDT) fluctúan entre 300 y 1600 mg l⁻¹. Esas aguas, si bien no tienen una composición química bien definida, puede señalarse que los aniones dominantes son el HCO₃⁻ y el SO₄²⁻, en tanto que los cationes más importantes son el Na⁺ y el Ca²⁺. Una característica destacable de estas aguas son las altas concentraciones de CO₂ que, en algunos casos, llegan a ser hasta 60 veces mayor que la de la atmósfera (PCO₂ atm. = 350 ppmv).

El análisis de una muestra de vertiente, ubicada cerca de la confluencia de los ríos Saldán y Suquía (Tabla 4), indica una composición sulfatada/bicarbonatada-sódica, con una elevada concentración de sólidos disueltos y al igual que en el valle de Punilla, es destacable su elevada PCO₂ (77.000 ppmv).

En el sector donde el río Suquía atraviesa la ciudad de Córdoba y particularmente en el período de mayores caudales, éste se comporta como río influyente sobre el agua subterránea (CAAAS 1973; Rubiolo 1991).

De la inspección del mapa hidroquímico confeccionado por el CAAAS (1973), se puede observar la marcada variabilidad de la composición química del agua subterránea que desciende desde la pendiente oriental de la Sierra Chica hacia la Llanura Chaco-Pampeana. En este sentido, las aguas cercanas al aeropuerto Córdoba (norte de la ciudad de Córdoba) presentan composición clorurada-sódica-cálcica. El agua subterránea próxima al curso del río Suquía, a la altura de la localidad de Montecristo, tiene una composición bicarbonatada-sódica-cálcica que se conserva hasta aguas abajo de la localidad de río Primero. A la altura de La Puerta, el agua subterránea muestra una composición bicarbonatada-sódica y, cerca de la laguna del Plata a la altura de La Para, es del tipo sulfatada-sódica-cálcica.

2.c Agua superficial

Para clasificar geoquímicamente las aguas del sistema del río Suquía, el promedio de la totalidad de los

resultados analíticos obtenidos (transformados a meq%), fueron volcados en diagramas ternarios, contruidos según Piper (1944) (Fig. 5).

La cuenca alta y el sector de la pendiente oriental del sistema del río Suquía tienen una composición netamente bicarbonatada (Fig. 5). El tramo final, cercano a la desembocadura en la laguna del Plata, presenta una composición neutra, sin ningún anión dominante y con un claro incremento de las concentraciones relativas de Cl⁻ y SO₄²⁻. Los cationes (Fig. 5) exhiben una composición indeterminada, donde ninguno prevalece claramente sobre los restantes. Sólo ocasionalmente el agua que circula por la llanura Chaco-Pampeana (posiblemente reflejando la influencia antrópica) muestra una composición del tipo (Na⁺+K⁺) > Ca²⁺ > Mg²⁺.

Dependiendo en forma temporal de la fuente de aporte, el agua de los ríos de las cabeceras y del valle de Punilla presenta una composición del tipo (Na⁺+K⁺) > Ca²⁺ > Mg²⁺, resaltando la influencia de las rocas del basamento cristalino. Es posible que, debido al ingreso de carbonatos detríticos, ocasionalmente el agua que circula por el sector centro-sur del valle de Punilla y por la pendiente oriental de la sierra Chica, presente una abundancia catiónica relativa, Ca²⁺ > (Na⁺+K⁺) > Mg²⁺.

En el estudio de los grandes sistemas fluviales del mundo, numerosos autores han recurrido a diversas herramientas geoquímicas con el fin de poder explicar, en forma simplificada, el origen de los solutos que dichos ríos acarrean (e.g., Reeder *et al.* 1972; Gibbs 1972; Depetris 1976; Stallard y Edmond 1981, 1983 y

Tabla 5: Matriz de factores utilizando datos de la química mayoritaria del río Suquía. Los números en negrita significan p > 0,7.

	Factor 1	Factor 2	Comunalidades
pH	0,61	0,16	0,40
Cond. esp.	0,99	0,05	0,99
Cl ⁻	0,92	0,11	0,85
SO ₄ ²⁻	0,97	-0,02	0,93
HCO ₃	0,94	0,07	0,89
Ca ²⁺	0,98	0,05	0,95
Mg ²⁺	0,96	-0,05	0,93
Na ⁺	0,97	0,06	0,95
K ⁺	0,99	-0,05	0,98
SiO ₂	0,01	0,99	0,99
Var. explicada	7,84	1,04	
Porc. del total	78,4	10,4	

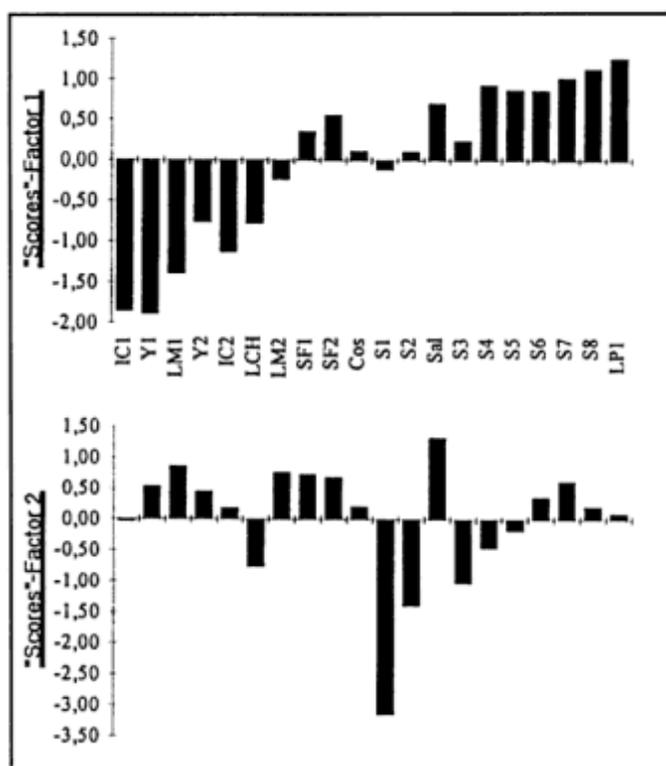


Figura 6: Distribución de los scores o marcas de los factores 1 y 2 para diferentes sectores de la cuenca.

1987; Sarin *et al.* 1989; Van der Weijden y Middelburg 1989). A partir de datos químicos y con la ayuda de información de base en lo concerniente a litología, relieve, vegetación, clima, etc., Drever (1988), hace extensivo el uso a tres herramientas para el entendimiento geoquímico del agua superficial: i.e., estadística, balance de masa y termodinámica química. Estos tres tipos de análisis, conjuntamente con los resultados de la variabilidad espacio-temporal, permiten una mejor comprensión de los mecanismos a partir de los cuales los iones mayoritarios son introducidos en un sistema hídrico.

2.c.1 Análisis de factores

Las concentraciones promedio de Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SiO_2 , pH y conductividad, medidas en 132 muestras pertenecientes a 20 estaciones de muestreo del sistema del río Suquia, fueron evaluadas utilizando análisis de factores modo-R (*e.g.*, Merodio 1985; Davis 1986). Tanto al intentar agrupar en forma separada las estaciones de la cuenca alta de aquellas ubicadas posterior al lago San Roque, como al agrupar todas las muestras del sistema se observó que dos factores podían explicar el comportamiento hidrogeoquímico de la cuenca con el 88,8 % de la varianza total (Tabla 5).

De este 88,8 %, el factor 1 explica el 78 % de la varianza en juego, agrupando todos los iones mayoritarios

y el factor 2, explica el resto de la varianza (10%), agrupando únicamente a la sílice. El alto porcentaje de la varianza explicado por el factor 1, es interpretado como un indicio inequívoco del control ejercido por la meteorización sobre las concentraciones de los solutos en el sistema. Este factor queda más claro al examinar los scores o marcas por estación de muestreo (Fig. 6). A través de ellos, se puede visualizar que las estaciones de muestreo se agrupan en función de la importancia relativa alcanzada por cada muestra en definir el factor 1.

Así, las estaciones ubicadas en las cabeceras y en el sector centro sur del valle de Punilla, tienen scores negativos, coincidentes con la existencia casi exclusiva de rocas del basamento ígneo-metamórfico y pendientes generales más pronunciadas. Las estaciones del sector norte del valle de Punilla, conjuntamente con las de la pendiente oriental, están ubicadas en áreas con mayor abundancia de suelos inmaduros y presencia de rocas sedimentarias, aunque con menores pendientes relativas. Los scores más altos están representados por las estaciones de la llanura Pampeana y aguas abajo de la ciudad de Córdoba.

Por su parte el factor 2 podría representar el control biogeoquímico llevado a cabo en el sistema del río Suquia, íntimamente relacionado a la abundante oferta de nutrientes existentes en la cuenca. El score más alto lo tiene la estación ubicada sobre el arroyo Saldán, probablemente asociado a la presencia de las areniscas de la Fm. Saldán. Al evaluar los scores negativos (Fig. 6), queda claro la importancia del lago San Roque en su explicación, estando mejor representados por aquellas estaciones ubicadas aguas abajo del mismo (S1, S2 y S3). Esto es interpretado como un claro indicio de la actividad biológica, la cual probablemente deprime fuertemente la concentración de sílice disuelta en el lago.

2.c.2 Balance de masa

Consideraciones sobre la meteorización. Los modelos de balance de masa constituyen herramientas útiles para inferir las fuentes a partir de las cuales los iones mayoritarios son aportados a los cursos de agua. La ecuación general puede ser representada de la siguiente manera (Drever 1988):

$$\text{roca} + \text{ingreso atmosférico} = \text{roca alterada} + \text{solución}$$

La abundancia de los iones mayoritarios, Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ disueltos en agua, pueden ser modelados en función de la meteorización de diversos minerales presentes dentro de los límites de una cuenca hídrica. Algunas reacciones de meteorización se hacen en forma *congruente*. Dentro de este tipo se encuentran minerales primarios tales como calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) y yeso

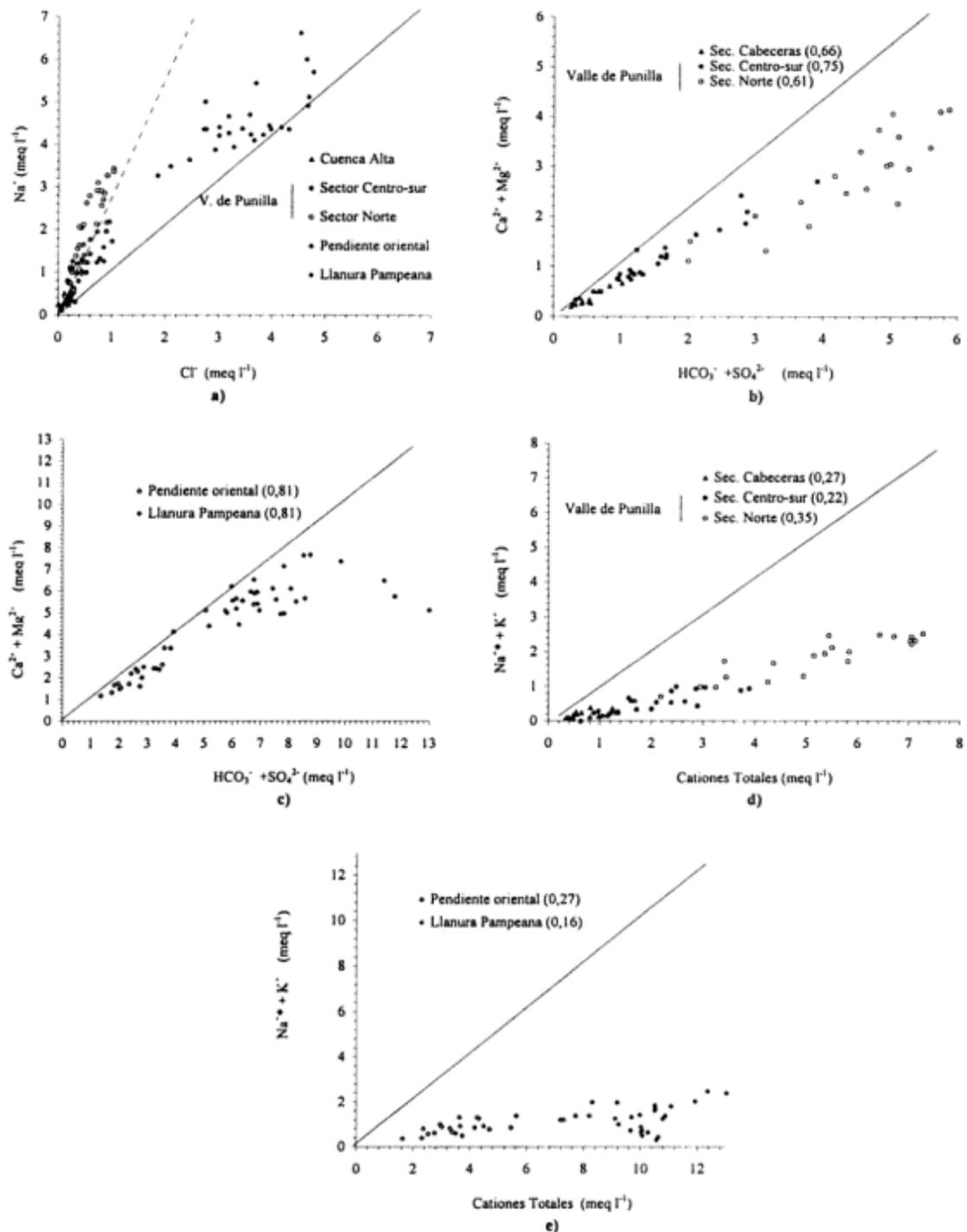
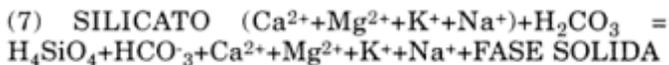


Figura 7: Relaciones iónicas en diferentes ambientes de la cuenca del río Suquia. La línea llena representa la relación 1:1. Los números entre paréntesis al lado de las referencias son las pendientes promedio de dicha relación por sector. a) Relación Na^+ vs. Cl^- . La línea de punto representa una pendiente de 2,8. Las muestras de la llanura Pampeana están representadas por una pendiente promedio 1,4. b) y c) Relaciones $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ vs. $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ en diferentes sectores de la cuenca alta y baja respectivamente. d) y e) Relaciones $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs. cationes totales (CT⁻) en diferentes sectores de la cuenca alta y baja respectivamente.

(CaSO₄·2H₂O), los cuales no dejan residuos sólidos. Sus reacciones pueden ser escritas de acuerdo a Garrels y Mackenzie (1971) y Holland (1978), de la siguiente manera:

- (1) NaCl = Na⁺ + Cl⁻
- (2) CaSO₄ = Ca²⁺ + SO₄²⁻
- (3) CaCO₃ + H₂CO₃ = Ca²⁺ + 2HCO₃⁻
- (4) CaMg(CO₃)₂ + 2H₂CO₃ = Ca²⁺ + Mg²⁺ + 4HCO₃⁻
- (5) CaCO₃ + H₂SO₄ = Ca²⁺ + SO₄²⁻ + H₂CO₃
- (6) CaMg(CO₃)₂ + 2H₂SO₄ = Ca²⁺ + Mg²⁺ + 2 SO₄²⁻ + 2H₂CO₃

Los minerales del grupo de los silicatos complican el esquema arriba planteado. El agua intersticial cargada con CO₂ presente en los suelos, ataca los minerales aluminosilicáticos liberando en solución constituyentes tales como Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺ y SiO₂. De esta manera, el producto de la disolución de los silicatos es más difícil de cuantificar debido a que su degradación se hace en forma *incongruente*, dejando una fase sólida (mineral secundario). El principal producto de alteración a partir de la reacción con CO₂, y el primer mineral secundario en formarse, es la caolinita (Garrels y Mackenzie 1971). Una reacción general para la meteorización de los silicatos, puede ser escrita de la siguiente forma:



Balace de masa en el sistema del río Suquía. El balance de masa que a continuación se desarrolla, está basado en la metodología empleada por Garrels y Mackenzie (1971), Holland (1978), Meybeck (1979b) y Wollast y Mackenzie (1983).

Como principio básico para comenzar un balance de masa, la presencia de Cl⁻ es eliminada totalmente restando la concentración de Na⁺. Este principio se basa en la certeza de que todo el Cl⁻ proviene de la disolución de halita. La falta de rocas evaporíticas dentro de los límites de la cuenca, estaría indicando que, en áreas alejadas (cabeceras del sistema) la presencia del Cl⁻ tiene como fuente principal al agua de lluvia. Por medio del ingreso atmosférico y debido a la existencia de ciclos de sequía y humedad (propios de climas semiáridos), es posible que minerales evaporíticos se concentren en grietas de rocas y suelos del área. En sitios cercanos a centros urbanos, la misma estaría asociada al ingreso de efluentes domiciliarios e industriales (aporte antrópico).

En la Fig. 7a se observan las relaciones equivalentes Na⁺ vs. Cl⁻ encontradas en las muestras de agua de diferentes sectores de la cuenca. En esa figura, la relación promedio para las muestras de la cuenca alta y la pendiente oriental es de 2,8Na⁺ : 1Cl⁻

(línea de punto). La caída de esta relación aguas abajo de la ciudad de Córdoba (1,4Na⁺:1Cl⁻), podría confirmar que un alto porcentaje de estos elementos son introducidos antrópicamente.

Siguiendo la metodología utilizada por Stallard y Edmond (1983), se buscó una relación equivalente 1:1 (productos de disolución congruente) entre los iones mayoritarios a partir de los datos químicos de las distintas estaciones de muestreo. En los diferentes ámbitos de la cuenca el mejor ajuste a la relación 1:1 se da entre la relación (Ca²⁺+Mg²⁺) vs. (HCO₃⁻ + SO₄²⁻) (Figs. 7b y c). En la cuenca alta, las relaciones promedio para el conjunto de las estaciones de muestreo, es de 0,68±0,12. Al ser analizado por sector, las pendientes toman valores diferentes según su ubicación geográfica. Las relaciones que más se acercan a la relación 1:1 son las pertenecientes a las muestras del sector centro sur del valle de Punilla. Por el contrario, aquéllas ubicadas en el sector norte exhiben valores de pendiente promedio más alejados de la relación 1:1 (Fig. 7b). Las estaciones de muestreo posteriores al dique San Roque presentan relaciones más cercanas a 1:1, siendo el valor promedio de pendiente en ambos sectores de 0,81±0,12 (Fig. 7c).

En el supuesto de que las relaciones de las Figs. 7b y c estuviesen balanceadas, se deduciría que el principal origen de los aportes al sistema proviene de la meteorización de rocas relativamente solubles (i.e., calizas, dolomías, yeso). Es decir que el mayor o menor acercamiento a la relación 1:1 en las figuras antes mencionadas indicaría la importancia relativa de esta fuente en el aporte de solutos en los diferentes ambientes de la cuenca.

La falta de rocas evaporíticas en el área de la cuenca del río Suquía, hace complicado establecer la fuente principal de aporte de SO₄²⁻, pudiendo tener varios orígenes. De acuerdo a Meybeck (1979a), los tenores de SO₄²⁻ en aguas que circulan por terrenos sedimentarios, incrementan hasta diez veces sus concentraciones en relación con aquéllas que circulan por rocas cristalinas. Como se indicó, la presencia y potencia de los sedimentos a lo largo del río San Francisco-Cosquín (Gr. Punilla) y en el sector de la pendiente oriental (Fm. Saldán), permite la existencia de aguas subterráneas de composición química variable. La composición química de estas aguas (Tabla 4) podría reflejar la existencia de sulfatos cálcicos o magnésicos presentes en las rocas sedimentarias. Frecuentemente, las calizas metamórficas contienen porcentajes importantes de piritita, siendo significativo el aporte de sulfatos por oxidación de sulfuros. Con relación a esto, en la subcuenca del río San Francisco existen minas de sulfuros (norte de La Falda), como así también presencia de minerales de cobre (calcantita, CuSO₄·5H₂O) en afloramientos de anfíbolitas cercanos a la localidad de Casa Grande

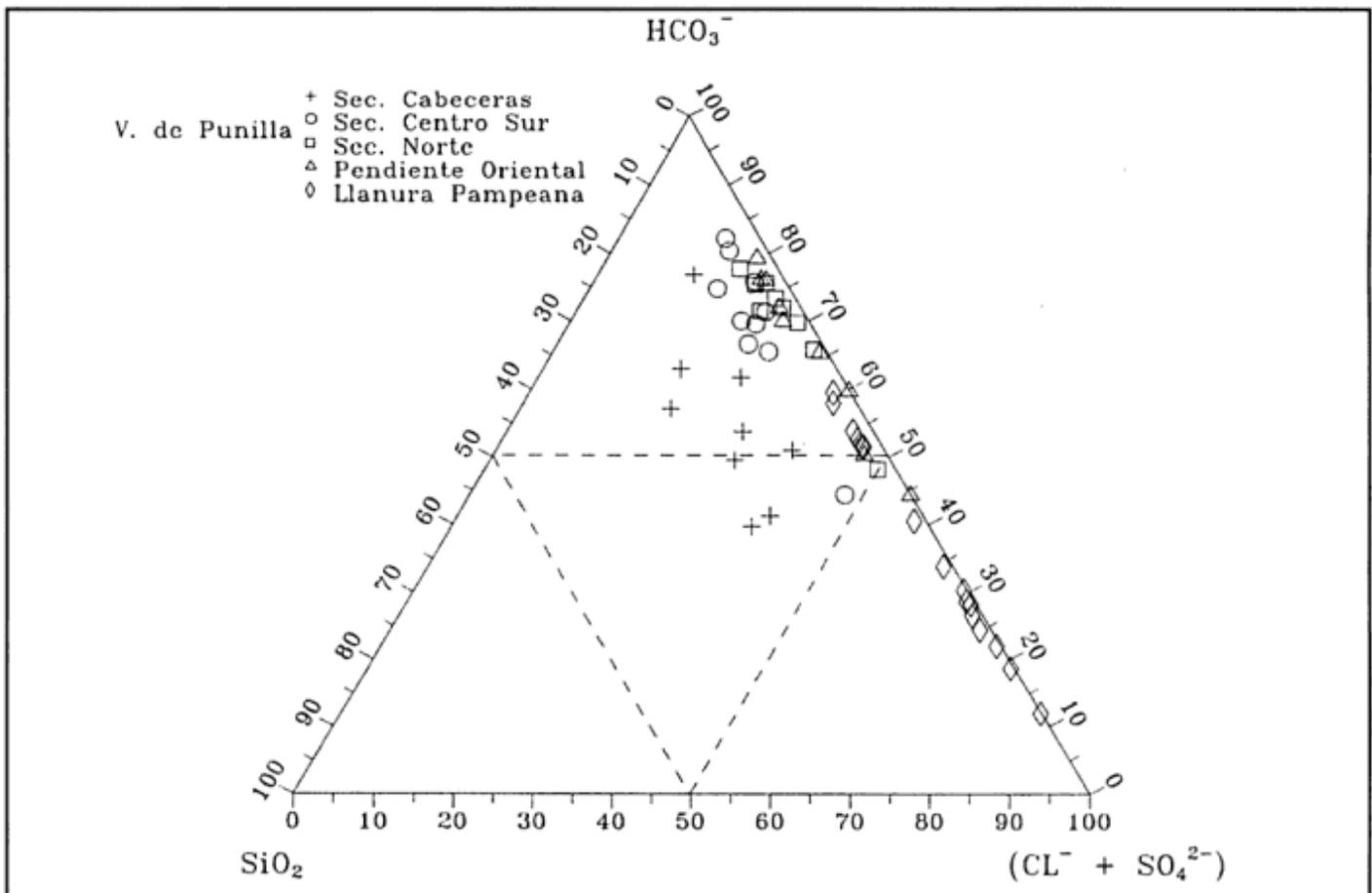


Figura 8: Diagrama ternario mostrando la abundancia relativa de SiO_2 (mmol l^{-1}), $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$ y HCO_3^- (meq l^{-1}), en diferentes sectores de la cuenca del río Suquia.

(Lira, com. pers.). En las cabeceras del sistema, el origen del sulfato probablemente esté vinculado a la meteorización de filones de cuarzo. Estos filones de cuarzo están asociados a pirita y tienen una presencia muy difundida en el ámbito del Batolito de Achala. En muchos casos, estos filones sólo muestran el producto oxidado de la pirita (limonita) (Lira, com. pers.). La oxidación de estos sulfuros genera H_2SO_4 que actúa como un efectivo agente de meteorización, liberando cationes (i.e. Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} y K^+) y aportando SO_4^{2-} a los cursos de agua.

La interpretación del origen del Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- a partir de las relaciones encontradas en las Figs. 7b y c se complica, dado el origen ambiguo de estos iones. La utilización del balance de masa se dificulta cuando los solutos provienen de la meteorización de silicatos, debido a la variedad de fases sólidas generadas en estas reacciones *incongruentes* (i.e., arcillas de variada composición).

En la Fig. 7a se pudo apreciar que toda la cuenca del Suquia exhibe un exceso de Na^+ sobre Cl^- . Tales excesos de Na^+ ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^- = \text{Na}^+$, Stallard y Edmond 1983) y de K^+ son atribuibles, en su totalidad, a la meteorización de silicatos. La relación $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{CT}^+$

(Cationes Totales) (Figs. 7d y e), es un índice útil para establecer la contribución de cationes a través de la meteorización de silicatos (Stallard y Edmond 1987). En la Fig. 7d, se puede observar que el comportamiento de las pendientes generadas por las relaciones $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{CT}^+$, en los tres sectores de la cuenca alta, son comparativamente diferentes a las pendientes de las relaciones entre $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ vs. $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ para el mismo sector (Fig. 7b). De la comparación de ambas figuras, se puede deducir que, en el sector centro-sur del valle de Punilla, el aporte *vía* meteorización de silicatos juega un papel menor si se lo compara con los restantes sectores de la cuenca alta.

Por el contrario, las relaciones promedio más altas $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{CT}^+$, son encontradas en el sector norte del valle de Punilla. Este cambio en la pendiente podría indicar que, en ese sector, la contribución a la carga disuelta a través de la meteorización de silicatos podría ser significativa. En la cuenca baja (Fig. 7e), las relaciones $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{CT}^+$ de las estaciones de la pendiente oriental, muestran valores similares a los encontrados en el sector de cabeceras. Por el contrario, las estaciones ubicadas aguas abajo de la ciudad de Córdoba, exhiben una fuerte caída de dicha rela-

ción sin seguir una tendencia definida, indicando que aquí los aportes derivados de la meteorización del complejo ígneo-metamórfico podrían tener menor significación.

La relación entre química y geología, puede ser vista a través de diagramas ternarios (Fig. 8), donde se relacionan porcentualmente la SiO_2 , la alcalinidad y el $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$ (Stallard y Edmond 1983). En esta figura se puede observar que las muestras de las cabeceras (*i.e.*, IC1, Y1 y LM1) exhiben altas proporciones de SiO_2 y HCO_3^- , con participación casi nula de $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$. Las restantes estaciones, muestran una clara evolución que pasa por un predominio casi neto del HCO_3^- con menor participación de sílice (estaciones sector centro-sur), predominio de HCO_3^- (estaciones norte valle de Punilla y pendiente oriental) y predominio proporcional de HCO_3^- y $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$ (estaciones de la llanura Chaco-Pampeana). La presencia de sílice disuelta tiene como único origen la meteorización de los silicatos. El HCO_3^- , como anteriormente se vio en las reacciones (3) a (7), puede provenir tanto de la meteorización de rocas carbonáticas como de silicatos y debido a la existencia de numerosas reacciones que involucran a minerales silicáticos, es imposible establecer una única relación $\text{HCO}_3^-/\text{SiO}_2$.

La composición catiónica de los ríos de la cuenca alta está representada por aproximadamente un 85% de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+)$. Entre los aniones se observó que (Fig. 5), hasta el ingreso del río en la llanura Chaco-Pampeana, el anión dominante es el HCO_3^- constituyendo entre el 64 y el 70%. Al analizar la química mayoritaria en varios sectores de la cuenca alta, se observaron similares comportamientos temporales entre HCO_3^- , Ca^{2+} y Na^+ . Recalculando las relaciones porcentuales de los cationes tomando Na^+ ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$), la composición del agua se hace netamente Ca^{2+} , siendo ahora el promedio composicional de la cuenca $(\text{Ca}^{2+} = 57\%) \gg (\text{Na}^+ = 28\%) \gg (\text{Mg}^{2+} = 19\%) \gg (\text{K}^+ = 3\%)$. En el monzogranito, las plagioclasas constituyen el tercer mineral más abundante después del cuarzo y el microclino, estando por encima del porcentaje de biotita y muscovita (Lira y Kirschbaum 1990). Durante la meteorización química de los silicatos, las plagioclasas son los minerales más inestables (Goldich, en Runnells 1987) y por lo tanto los que más contribuyen a la carga disuelta acarreada por los ríos.

Las alteraciones observadas al microscopio en las plagioclasas de los monzogranitos del batolito de Achala, son principalmente la sericitización, la muscovitización y la caolinización. Los dos primeros procesos se concentran en los núcleos de los cristales que poseen una composición más cálcica, mientras que la caolinización es uniforme en toda la superficie de los feldspatos (Lira y Kirschbaum 1990). En el caso de que la meteorización del monzogranito sea completa, las relaciones molares Na^+/K^+ encontradas en el agua

deberían ser en principio similares a las encontradas en la roca (*i.e.*, entre 0,76 y 1,0, en base a datos de la Tabla 2). La relación Na^+/K^+ que exhibe el agua de las estaciones de la cuenca alta es considerablemente mayor ($\approx 11,7$). De esto se deduce que la meteorización del microclino juega un papel menor, estando de acuerdo con el principio que establece su permanencia como residuo sólido y eventualmente su remoción por erosión física (Drever 1988). Meybeck (1987) encuentra en arroyos ubicados en sectores prístinos de Francia que circulan por rocas graníticas alcalinas (donde el Na^+ llega a constituir el 65 % del total catiónico), relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+ = 0,23$. La composición de las plagioclasas del monzogranito de Achala es netamente sódica (An_{8-12} , *aprox.* 90 % de Na^+) y debería conferir al agua de los arroyos y ríos que circulan por éstas, relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ no mayores a 0,11. En promedio, las relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ encontradas en muestras de agua de las estaciones IC1, Y1 y LM1, son de 1,02 y serían aún más altas si se considerara la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, *i.e.*, entre 0,9 y 5,7. De lo anterior se deduce que, en las cabeceras y a través de las reacciones (3) a (6), la presencia de carbonatos sería una fuente adicional importante de alcalinidad, Ca^{2+} y Mg^{2+} , contribuyendo en forma proporcionalmente mayor que la meteorización de silicatos. Apoyando lo anterior, cerca de Copina el Plan Mapa de Suelo (Espil *com. pers.*) reconoce la existencia de suelos calcáreos asentados sobre carbonatos. Análisis de material de fondo en la estación IC1 (fracción $< 63 \mu\text{m}$), arrojaron porcentajes relativamente altos de carbonatos que, en función de su granulometría y de los índices subsaturados con relación a calcita del agua, podrían considerarse de origen principalmente detrítico, aportados por erosión física. Aquí, debido a las pronunciadas pendientes, los regímenes de denudación predominantes serían del tipo "meteorización limitada". En estos ambientes (predominio de rocas ígneas), la contribución a partir de fases minerales más inestables y que se encuentran en menor proporción (*i.e.*, carbonatos) contribuye, en forma considerable, a la incorporación de solutos (Meybeck 1979b; Drever 1988).

En el Valle de Punilla la roca más abundante es el gneis tonalítico-biotítico (gneis común). En esa roca la plagioclasa más frecuente es oligoclasa (An_{10-30}), constituyendo aproximadamente el 40% de los minerales presentes. Las relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ aportadas por la meteorización química de este gneis debería fluctuar entre 0,10 y 0,43 (en base a la Tabla 2). Las muestras de agua de este sector, exhiben relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ más elevadas en comparación con aquéllas que circulan por el monzogranito. Las relaciones medias en muestras del sector centro-sur (IC2, Y2, LM2), fluctuaron entre 0,9 y 1,6 y si se considera la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ ($\text{Na}^+ = \text{Na}^+ - \text{Cl}^-$) la misma fluctúa

entre 1,0 y 7,0. El aporte extra de Ca^{2+} y HCO_3^- no tendría un único origen ya que el gneis común trae asociado la presencia de cuerpos de anfibolitas y calizas metamórficas, produciendo aguas más concentradas en solutos con altas relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ y $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$. De la misma manera, suelos cálcicos fueron encontrados en perfiles sobre el camino que une Icho Cruz con Cavalango como también horizontes de calcretes en las cercanías del observatorio Bosque Alegre (Gaiero 1995). En virtud de esto último y también en función de las altas relaciones $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ (Fig. 7b y c) y las bajas relaciones $(\text{Na}^{+} + \text{K}^{+})/\text{CT}^{+}$ (Figs. 7d) encontradas en las estaciones del sector centro-sur, podría afirmarse que el régimen de denudación dominante es el de "meteorización limitada". A pesar de la existencia de menores pendientes, la mayor abundancia de suelos y rocas calcáreas hacen que este tipo de régimen de denudación sea más importante que en las cabeceras.

A la litología descrita para el sector centro-sur, en el sector norte del Valle de Punilla y en la pendiente oriental, se agrega la presencia de sedimentos modernos y sedimentitas terciarias del Gr. Punilla y areniscas de la Fm. Saldán (Fig. 2). El grupo Punilla cuenta entre su litología con horizontes calcáreos tufáceos de 6 a 10 metros de espesor (Gordillo y Lencinas, 1979). La presencia de sedimentitas con tales características, hace que exista una mayor abundancia de carbonatos disponibles a ser meteorizados en relación al resto de la cuenca alta. Es por eso que, en muestras de las estaciones SF1, SF2 y Cos, cabría esperar relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ más altas (estaciones SF1, SF2 y Cos relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ entre 0,7 y 2,4). Comparativamente y en forma opuesta a lo ocurrido en las estaciones del sector centro-sur, las estaciones del sector norte del valle de Punilla, exhiben altas relaciones $(\text{Na}^{+} + \text{K}^{+})/\text{CT}^{+}$ y bajas relaciones $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ (Figs. 7b, c, d y e). Este comportamiento indicaría que, la menor pendiente general del área produce un tipo de denudación química menos selectiva, adquiriendo relevancia los procesos con "transporte limitado".

En la Fig. 7c, se puede ver un claro acercamiento

Tabla 6: Abundancia relativa de minerales arcillosos en muestras de sedimentos de cauce en diferentes sectores de la cuenca del río Suquía.

		% Smectitas	% Illita	% Caolinita
Sector Cabeceras	(LM1)	0	100	0
Sector Centro Sur	(LM2)	12	88	0
Sector Norte	(SF2)	39	59	2
Pendiente Oriental	(S3)	23	66	11
Llanura Pampeana	(S7)	9	86	5

de las muestras de las estaciones de la pendiente oriental y de la llanura Chaco-Pampeana a la relación 1:1 entre $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$. En el caso de las estaciones de la pendiente oriental, probablemente este acercamiento indique que el aporte de solutos a partir del complejo ígneo-metamórfico es menor al compararlo con los que pueden ser derivados a partir de la presencia de suelos más desarrollados, rocas sedimentarias (Fm. Saldán) y calizas metamórficas. Nuevamente, los valores de la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ de estas estaciones fluctuaron entre 1,0 y 5,0, muy alejados de los valores que pueden ser aportados a partir de la plagioclasa del gneis común, de difundida presencia en la zona. Como se observó al examinar la variabilidad espacio-temporal, esas estaciones exhiben buenas correlaciones temporales entre HCO_3^- y Ca^{2+} , no así con Na^+ , pudiendo ser otro indicio de la importancia de la meteorización de carbonatos en el aporte de solutos.

Sin duda, la fuente de aporte de solutos en el tramo inferior del río Suquía (llanura Chaco-Pampeana), queda totalmente enmascarada por la presencia de aportes antrópicos provenientes de la ciudad de Córdoba. De la misma manera a lo observado por el análisis de factores se puede ver que, si bien los procesos de incorporación de solutos son similares, en ese sector el factor antrópico potencia la introducción de los mismos. Debido a la baja pendiente de esta área, las aguas subterráneas tienen un prolongado contacto con los minerales del suelo, enriqueciéndose en solutos y por lo tanto los regímenes de denudación más importantes serían los de "transporte limitado".

2.c.3 Termodinámica química

La composición mineralógica de arcillas en muestras de diferentes sectores de la cuenca pueden ser observada en la Tabla 6. Allí, se puede apreciar que en las cabeceras del sistema la composición dominante es illítica. Las muestras representativas del valle de Punilla (LM2-sector centro-sur y SF2-sector norte), exhiben una composición illítica, con 12% de smectitas subordinadas en el primer caso y, un interesante incremento de smectitas (39%) en el segundo caso, con escasa participación de caolinita (2%). En la pendiente oriental (estación S3), se observa un claro incremento de caolinita (11%), siendo la illita el mineral más importante (66%). En las estaciones de la llanura Chaco-Pampeana (S6, S7, S8 y LP1), la illita sigue siendo el mineral más abundante (aprox. 85%), estando la caolinita y esmectitas en proporciones similares (7%).

Los diagramas de estabilidad se emplean para representar la estabilidad de los minerales en las soluciones acuosas que los hospedan (Garrels y Christ 1965; Drever 1988). En el río Suquía se obser-

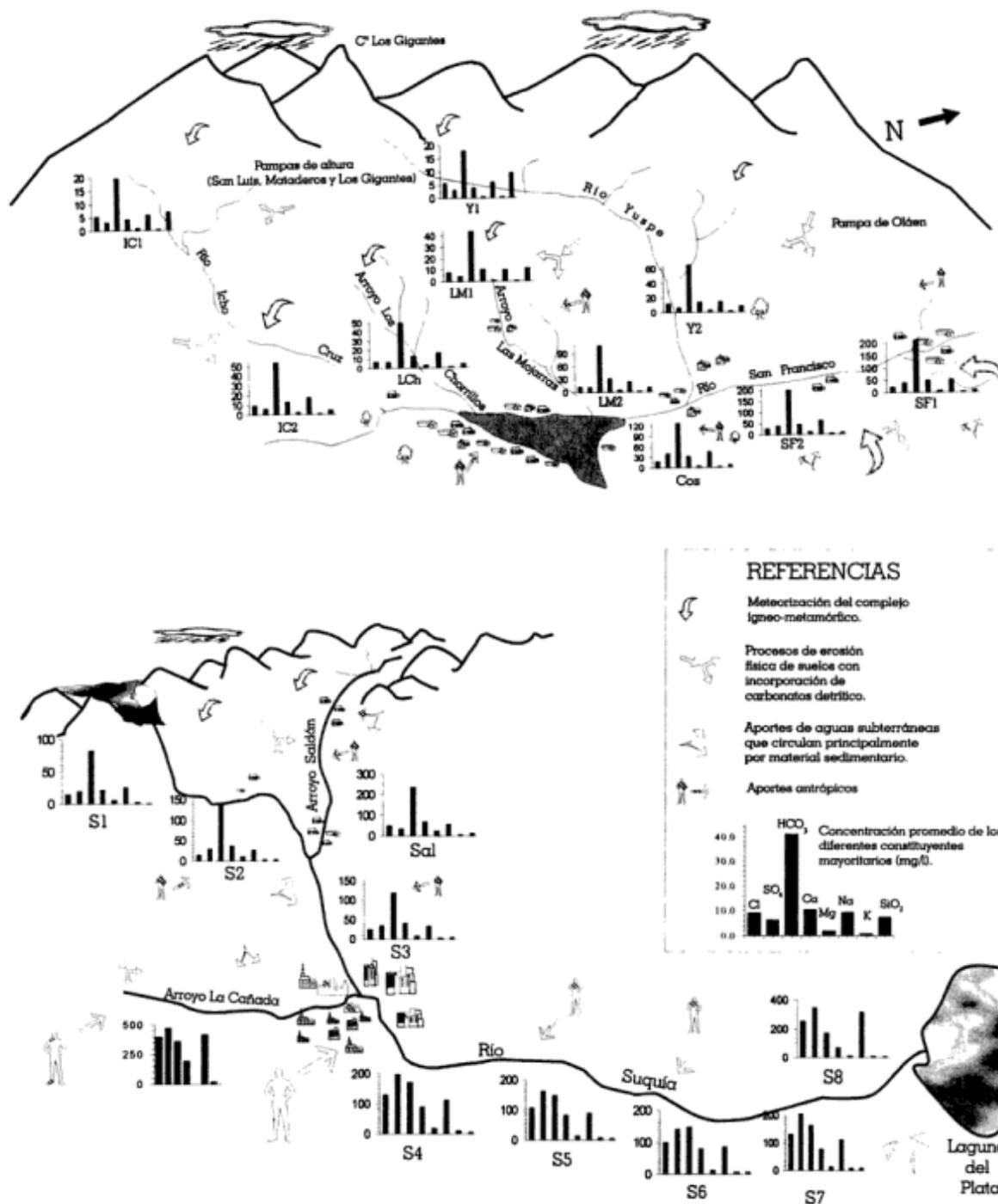


Figura 9: Modelo de la dinámica hidrogeoquímica y de los mecanismos de incorporación de solutos de la cuenca alta (imágen superior) y baja (imágen inferior) del sistema del río Suquía. El tamaño de las referencias indica el grado de intensidad de los procesos que predominan en los diferentes sectores.

vó que, con algunas excepciones, la mayoría de las muestras de agua se encuentran dentro del campo de estabilidad de la caolinita, aunque éste no es el mineral más abundante. Esta discrepancia se observa con frecuencia en sedimentos fluviales (Sarín *et al.* 1989), la cual podría responder a la ausencia de equilibrio químico apropiado entre solución y el producto sólido; a la incertidumbre acerca de los valores de energía libre de algunos minerales o al comportamiento no conservativo de la sílice debido a su interacción biológica.

Conclusiones

Sobre la base de las anteriores discusiones se desarrolló un modelo conceptual de la dinámica hidrogeoquímica del sistema y de los diferentes mecanismos de incorporación de solutos (Fig. 9).

Los mecanismos que determinan la importancia relativa de las principales fuentes de solutos, resultan de compleja interpretación y han debido ser investigados mediante la utilización de varias herramientas que permitieron profundizar la interpretación de los análisis químicos obtenidos en la cuenca del río Suquía.

Utilizando el método estadístico multivariado de análisis de factores, se obtuvo un panorama a gran escala del funcionamiento del sistema. Así, se encontró que dos factores explicaron un alto porcentaje de la varianza total. El factor más importante fue interpretado como un signo inequívoco de los procesos que controlan las concentraciones altas de los solutos en el sistema. La información obtenida por este método, sumado a observaciones claves relativas a la dinámica (fluctuaciones espacio-temporales) y al balance de masa, fueron decisivas para poder interpretar las características más sobresalientes de cada sector de la cuenca.

La evolución química espacial de los ríos desde las cabeceras hacia los puntos más próximos al lago San Roque, mostró un incremento promedio de los SDT cercano al 42%. El aumento promedio de la relación equivalente $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ fue interpretada como un claro indicio de los cambios litológicos existentes en los sectores más bajos (*i.e.*, presencia de gneises, calizas metamórficas, niveles de carbonatos y presencia de suelos coluviales con carbonatos), que favorecen el incremento de la concentración del Ca^{2+} sobre la de Na^+ . En el tramo inferior del río Suquía (dentro del dominio de la llanura Chaco-Pampeana), las fuentes naturales quedarían enmascaradas por la presencia de aportes antrópicos provenientes de la ciudad de Córdoba. Si bien los procesos de incorporación de solutos son similares a los que se observan en el resto de la cuenca, en este sector el factor antrópico potenciaría la introducción de los mismos.

Además, el balance de masa permitió profundizar en el conocimiento de las fuentes de solutos al sistema del Suquía. La presencia de Cl^- en áreas alejadas (cabeceras del sistema) por ejemplo, tiene como fuente principal al agua de lluvia. En sitios cercanos a centros urbanos, la fuente principal podría estar asociada al ingreso de efluentes con orígenes diversos. Las concentraciones de SO_4^{2-} podrían estar relacionadas a varios orígenes: a) agua subterránea que circula por rocas sedimentarias ricas en minerales evaporíticos; b) oxidación de piritita asociada a la presencia de calizas metamórficas y, en las cabeceras del sistema (particularmente en el ámbito del batolito de Achala), vinculada a filones de cuarzo; y c) en sectores próximos a centros urbanos, a través del accionar antrópico. Dentro de las rocas que conforman el basamento cristalino, las plagioclasas son las fases minerales que más contribuyen a la carga disuelta total, aportando Na^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- y SiO_2 . Si bien el microclino es el mineral más importante del batolito de Achala, la meteorización del mismo juega un papel menor en el aporte de alcalinidad y especialmente de K^+ . Una porción importante del Na^+ y en menor medida del Ca^{2+} , ingresan al sistema a través de la atmósfera. La presencia de Mg^{2+} , Ca^{2+} y HCO_3^- en el agua del sistema del Suquía, no tiene como único origen la meteorización de las rocas del basamento. La presencia restringida de cuerpos de calizas metamórficas, anfíbolitas y calcretas, junto a los procesos de erosión, serían una fuente extra importante de estos iones contribuyendo en forma proporcionalmente mayor que la meteorización de los silicatos.

A partir de la evaluación conjunta de las discusiones aportadas por el análisis espacio temporal, estadístico multivariado y la aplicación del balance másico, es posible clasificar a los procesos de meteorización química según el enfoque de Stallard y Edmond (1983). En áreas con relieve pronunciado (cabeceras del sistema y en el sector centro-sur del valle de Punilla), predominarían regímenes de denudación del tipo "limitados por la meteorización". En el área norte del valle de Punilla, el relieve más suave (menor pendiente general) y la mayor abundancia de rocas sedimentarias que hospedan aguas subterráneas permanentes, definen una denudación química menos selectiva, adquiriendo relevancia los procesos más próximos al tipo "limitados por el transporte". En esa área el aporte *vía* meteorización de silicatos, juega un papel más importante que en el sector centro-sur del valle de Punilla. En el caso de las estaciones de la pendiente oriental, el aporte de solutos a partir de la meteorización de rocas graníticas y de gneises es mínimo al compararlo con los que pueden ser derivados a partir de la presencia de suelos más desarrollados, rocas sedimentarias (Fm Saldán y otros) y calizas metamórficas. El régimen de denuda-

ción, dada la presencia de vertientes ricas en solutos y la presión antrópica que acelera los procesos erosivos e introduce desechos calcáreos, tendría características de los dos tipos definidos por Stallard y Edmond (1983), *weathering limited* y *transport limited*. La baja energía del sistema y la afluencia de agua subterránea en las cercanías de la laguna del Plata determinarían, en el sector de la llanura Chaco-Pampeana, un régimen de denudación predominantemente del tipo "limitado por el transporte".

Al considerar las concentraciones (o actividades) de los solutos desde el punto de vista de la termodinámica química se concluye que, probablemente las aguas de la cuenca del río Suquía no reflejen un equilibrio químico sino más bien físico con el medio. La existencia de pronunciadas pendientes generaría abundancia de productos de alteración física, enmascarando los productos de alteración química.

Agradecimientos

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a Pedro J. Depetris quien fuera director de mi tesis doctoral y quién ha leído críticamente este manuscrito aportando un sinnúmero de ideas innovadoras. Asimismo agradezco a Alicia Kirschbaum y a Rubén Dargám por la lectura del manuscrito y la discusión sobre algunos de los temas aquí tratados; a Raúl Lira por su buena predisposición a la discusión de algunos temas consultados; a Vidal y a Héctor Espil quienes desinteresadamente permitieron el acceso a información presente en sus respectivas reparticiones. Este trabajo se ha realizado dentro del marco de la cooperación existente entre la SECyT de la República Argentina y el GKSS (BMFT) de la República Federal de Alemania. Para el desarrollo del trabajo de investigación se contó, en oportunidades diversas, con el apoyo financiero de CONICET, de CONICOR y de la SECyT de la Universidad Nacional de Córdoba. Mi reconocimiento a la Dirección Provincial de Hidráulica y al CIHRSA, por permitirme acceder a sus bancos de datos hidrológicos e hidroquímicos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbeito, O., 1986. Mapa Geomorfológico de las Sierras de Córdoba. (Inédito).
- Bluth, G.J.S. y Kump L.R., 1994. Lithologic and Climatologic Controls of River Chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, (10): 2341-2359.
- (CAAAS), (Convenio Argentino-Alemán para Aguas Subterráneas), 1973. Recursos de Agua Subterránea y su Aprovechamiento en la Llanura Pampeana y el Valle de Conlara (Provincias de Córdoba, Santa Fe y San Luis, República Argentina. Tomo 2. Hidrogeología.
- Davis, J.C., 1986. *Statistical and Analysis in Geology*. John Wiley & Son, 645. New York.
- Depetris, P.J., 1976. Hydrogeochemistry of the Paraná River. *Limnology and Oceanography*, 21, (5): 736-739.
- Drever, J.I., 1988 *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall. 434p. Englewood Cliffs.
- Gaiero, D.M., 1995. Dinámica Hidrogeoquímica de un Sistema Semiárido Alterado, el Río Suquía, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 207p. (Inédito).
- Garrels, R.M. y Christ, C.L., 1965. *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Freeman, Cooper and Co. 450p. San Francisco.
- Garrels, R.M. y MacKenzie, F.T., 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W.W. Norton y Co., 395p. New York.
- Gibbs, R.J., 1972. Water Chemistry of the Amazon River. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 1061-1066.
- Gordillo, C.E., 1958. Estudio Químico-Petrográfico de las Rocas Intrusivas de la Quebrada del río Primero, Córdoba (Argentina). *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Boletín* 40: 141-170.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Holland, H.D., 1978. *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley-Interscience. 351p. New York.
- Hem, J.D., 1985. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. United States Geological Survey, Water-Supply 2254: 263p. Washington D.C..
- Jarsún, B., Gorgas, J., Bosnero, H., Zamora, E. y Lovera, E., 1989. *Atlas de Suelos de la República Argentina*. Provincia de Córdoba. 132p.
- Kharaka, Y.K., Gunter, W.D. and Aggarwal, P.K., 1988. SOLMINEQ.88: A Computer Program for Geochemical Modeling of Water-Rock Interactions. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 88-4277. 207 p. Washington D.C..
- Lira, R., 1985. Tipología y Evolución de Rocas Graníticas en su Relación con el Hemiciclo Endógeno de la Geoquímica del Uranio, Aspectos Metalogénicos, Sector Septentrional del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. 240p. (Inédito)
- Lira, R. y Kirschbaum, A.M., 1990. Geochemical Evolution of Granite from the Achala Batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America. Special Paper* 241: 67-75.
- Lucero Michaut, J.N., 1995. Mapa Geológico de la Provincia de Córdoba, Escala 1:500.000. Dirección Nacional Servicio Geológico, Buenos Aires.
- Merodio, J. C., 1985. *Métodos Estadísticos en Geología*. Asociación Geológica Argentina. Serie "B" Didáctica y Complementaria, 13. 230p. Buenos Aires.
- Meybeck, M., 1979a. Pathways of Major Elements from Land to Ocean through Rivers. En: Martín, J.M., Burton, D. y Eisma, D., (Eds.): *River Inputs to Ocean System*. UNEP/UNESCO. IOC-SCOR, 384p.
- Meybeck, M., 1979b. Concentrations des Eaux Fluviales en Eléments Majeurs et Apports en Solution aux Océans. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21, (3): 215-246.
- Meybeck, M., 1987. Global Chemical Weathering of Surficial Rocks Estimated from River Dissolved Loads. *American Journal of Science*, 287: 401-428.
- Michaelis, W. y Ittekkott, V. 1982 *Biogeochemistry of Rivers: Field and Analytical Techniques*. En: Degens, E.T. (Ed.). *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Part 1*. Sonderband 52, pp. 69-89. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Hamburg, SCOPE/UNEP*.
- Pastore, F., 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la República Argentina, Región Oriental Media de la Sierra de Córdoba.

- Dirección de Minas y Geología. Boletín 36. Buenos Aires.
- Piovano, E.L., 1994. Facies de Mantos de Crecida y Cauces Efímeros en la Formación Saldán, Cretácico inferior, Sierra Chica de Córdoba. Actas Quinta Reunión Argentina de Sedimentología. 29-34, S.M. del Tucumán.
- Piper, A.M., 1944 A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analysis. American Geophysical Union, 25: 914-923.
- Probst, J.L., 1992. Géochimie et Hydrologie de l'Erosion Continentale. Mécanismes, Bilan Global Actuel et Fluctuations au Cours de 500 Derniers millions d'Années. Sciences Géologiques, Mémoire 94, 167p. Strasbourg.
- Reeder, S.W., Hitchon, B. y Levinson, A.A., 1972. Hydrogeochemistry of Surface Waters of the Mackenzie River Drainage Basin, Canada-Factors Controlling Inorganic Composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 181-192.
- Rubiolo, Jorge, 1991. Análisis Hidrogeológico Preliminar del Área Gran Córdoba. Informe Interno Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida (CIHRSA). 25 p. Córdoba.
- Runnells, D.D., 1987. Geochemistry, Low-Temperature. En: *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, 6, p 36-52, Academic Press, New York.
- Sarin, M.M., Krishnaswami, S., Dilli, K., Somayajulu, B.L.K. y Moore, W.S., 1989. Major Ion Chemistry of the Ganga-Brahmaputra River system: Weathering Processes and Fluxes to the Bay of Bengal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 997-1009.
- Stallard, R. F. y Edmond, J.M., 1981. Geochemistry of the Amazon, Precipitation Chemistry and Marine Contribution to the Dissolved Load at the Time of Peak Discharge. *Journal of Geophysical Research*, 86: 9844-9688.
- Stallard, R. F. y Edmond, J.M., 1983. Geochemistry of the Amazon, the Influence of Geology and Weathering Environment on the Dissolved Load. *Journal of Geophysical Research*, 88: 9671-9688.
- Stallard, R. F. y Edmond, J.M., 1987. Geochemistry of the Amazon, Weathering Chemistry and Limits to Dissolved Inputs. *Journal of Geophysical Research*, 92: 8293-9302.
- Stumm, W. y Morgan, J.J., 1970. *Aquatic Chemistry: An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters*. Wiley & Sons, Inc. 583p.
- Van der Weijden, C.H. y Middelburg, J.J., 1989. Hydrochemistry of the River Rhine: Long Term and Seasonal Variability, Elemental Budgets, Base Levels and Pollution. *Water Research*, 23, (10): 1247-1266.
- Vázquez, J.B., Miastello, A. y Roqué, M.E., 1979. *Geografía Física de la Provincia de Córdoba*. Editorial Boldt. 464p. Córdoba.
- Wollast, R. y Mackenzie, F.T., 1983. The Global Cycle of Silica. En Aston, S.R. (Ed.): *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry*, p. 39-76, Academic Press, New York.

Recibido: 20 de agosto, 1996
Aceptado: 25 de febrero, 1998

Relación morfogénesis-pedogénesis en la vertiente nororiental de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires

Fernando X. PEREYRA y José A. FERRER

*Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Capital Federal.*

ABSTRACT. *The relationship between morphogenesis and pedogenesis in the NE slope of the Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. The relationships between soils and landscape were studied in a sector of the Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). Six main geomorphological units were recognized, each one of which exhibits a particular association of soils. As a general rule, pedogenetic processes have predominated over morphogenesis. Such a situation is the result of, among other things, the stability of the landscape, the existence of ambient conditions favouring plant colonization, the absence of extreme slopes, and the nature of the ground itself. The degree of soil development increases with distance from the hills, resulting in a general sequence, entisol-hapludol-argiudol.*

Introducción

El objetivo del presente trabajo es analizar la distribución de los suelos en función de la geomorfología en un sector de la vertiente nororiental de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. A partir de las diferentes propiedades de los suelos reconocidos, grado de desarrollo, el grado de expresión de las propiedades, etc., se estudia la influencia ejercida por los diferentes procesos geomórficos en la pedogénesis. La elección de la zona no ha sido azarosa, ya que la misma presenta un grado relativamente alto de variabilidad en sus suelos y en su geomorfología.

El área estudiada abarca una superficie de aproximadamente 4500 km² y se ubica entre los paralelos de 37°30' y 38°30'S y los meridianos de 62°30' y 61°30'W (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico se encuentra comprendida en las provincias geológicas de Sierras Australes y Llanura Interserrana, en el ámbito del Positivo Bonaerense (Yrigoyen 1975). Este trabajo comprende parte de lo realizado en la Tesis Doctoral del primero de los autores (Pereyra 1994).

Según diferentes autores (Schumm 1977, Gerrard 1993), en general, la morfogénesis tiene lugar principalmente en forma discontinua (episódica), existiendo períodos largos de relativa estabilidad, en los cuales los sistemas están en equilibrio dinámico y en los que prevalece la pedogénesis, interrumpidos por períodos (comparativamente más breves) de intensa actividad morfogenética. Un sistema que se encuentra en estado de equilibrio dinámico puede ser

considerado como un medio "estable", caracterizado porque los factores bioclimáticos determinan la presencia de suelos climatogénicos (Molisoles, a nivel de Orden). Los factores locales o de "estación", roca y relieve, cumplen a ese nivel taxonómico, un papel relativamente subordinado, si bien insoslayable, tal como se verá más adelante. A niveles inferiores, especialmente Grupo y Subgrupo, los factores de estación, sumados al factor tiempo, juegan un papel preponderante en la diferenciación de la cubierta edáfica.

La influencia del relieve está dada principalmente por el papel que juega en la distribución del agua (Buol *et al.* 1989). Así, el predominio en la región de relieves bajos, con suaves ondulaciones, favorece los procesos de iluviación al determinar un predominio de la infiltración del agua. En sectores cóncavos (más deprimidos), determina la presencia de un régimen ácuico (generación de "intrazonalidades"). Asimismo, la influencia del relieve tiene lugar a través de la existencia de los procesos geomórficos que le dieron origen, y que a la vez, son responsables de la acumulación del material originario.

Estos procesos geomórficos varían en el tiempo, y por lo tanto, afectan al tipo y ritmo de la pedogénesis, ejerciendo una influencia difícil de cuantificar, pero determinante, ya que la pedogénesis puede interrumpirse totalmente o variar su sentido. Otros efectos tienen relación con las variaciones en las condiciones microclimáticas y climáticas (según sea la escala de abordaje del problema) y su influencia en la distribución de la vegetación. A nivel macro, la alter-

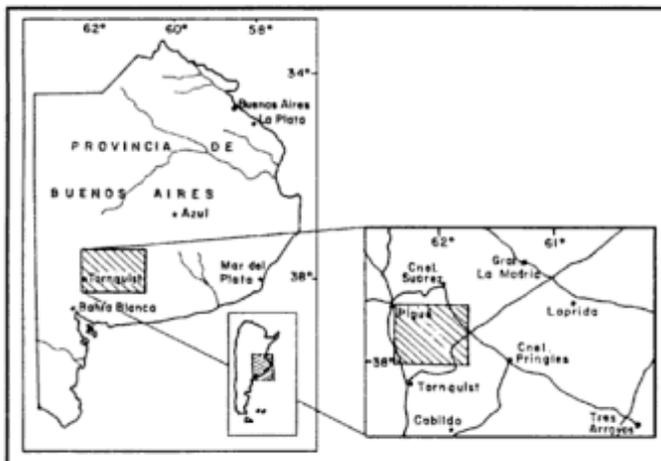


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

nancia de eventos de depositación de loess, de erosión hídrica y deflación, y de períodos de estabilidad dominados por la pedogénesis, constituyen los principales aspectos que han determinado la distribución de los suelos y sus características en la región. El relieve preexistente ha influido decisivamente en la distribución del loess y por ende, en los espesores que alcanza la acumulación loésica. En consecuencia, la diferenciación existente entre una zona dominada por Hapludoles y otra por Argiudoles, está inicialmente vinculada al factor relieve.

El accionar del tiempo como factor, se vehiculiza a través de la duración, intensidad y variaciones de los procesos geomórficos y pedogenéticos. Asimismo el factor edad se encuentra comprendido en la evolución del sistema suelo-paisaje, constituyendo un factor pasivo, y más bien una dimensión que se suma a las espaciales, en las cuales intervienen los otros factores. Las velocidades de los diferentes procesos son variables, y el tiempo necesario para que el suelo

TABLA 1: Suelos de la región nororiental de las Sierras Australes y piedemonte (Provincia de Buenos Aires)

ORDEN	SUBORDEN	GRAN GRUPO	SUBGRUPO
ENTISOLES	ORTENTES	UDORTENTES	típicos y mólicos
	PSAMENTES	UDIPSAMENTES	típicos y mólicos
	FLUVENTES	UDIFLUVENTES	típicos y mólicos
ALFISOLES	ACUALFES	NATRACUALFES	típicos
MOLISOLES	UDOLES	HAPLUDOLES	típicos líticos énticos tpto-árgicos tpto-nátricos
		ARGIUDOLES	típicos y líticos
	ACUOLES	NATRACUOLES	típicos
		ARGIACUOLES	típicos
	ALBOLES	ARGIALBOLES	típicos

alcance un estado de relativo equilibrio, en lo referente a una propiedad, varía grandemente con ésta (Birkeland 1990).

Características edáficas y geomórficas de la región

Los suelos de la región de las Sierras Australes pertenecen a tres Ordenes: Molisoles, Alfisoles y Entisoles. Se encuentran representados 7 Subórdenes, 9 Grandes Grupos y 17 Subgrupos (Cappannini, Scoppa y Vargas Gil 1971, Vargas Gil y Scoppa, 1973, Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires, SEAGyP-INTA 1989, Pereyra 1994 y datos propios e inéditos obtenidos por personal del INTA-CIRN, Castelar, véase Tabla 1). La zona estudiada ha sido dividida en 6 Unidades Geomórficas: Serrana, Valles Intermontanos, Nivel de agradación pedemontano antiguo, Nivel de agradación pedemontano moderno, Planicie de deflación y acumulación eólica y Fajas Aluviales de la vertiente norte (modificado de Pereyra y Ferrer 1995). Dentro de las mismas y en relación a la incidencia sobre la distribución de los suelos, han sido diferenciadas otras unidades menores, representadas en el Mapa Morfopedológico (Fig. 2).

Cada una presenta características distintivas, debidas al accionar diferencial de los procesos geomórficos y, consecuentemente, diferentes historias evolutivas (ver Tabla 2). Asimismo, las relaciones morfogénesis-pedogénesis, presentan particulares arreglos. La morfogénesis se encuentra en la actualidad muy atenuada, con una disminución general hacia la zona de llanura. Se ha considerado al relieve relativo y a las características de las pendientes como parámetros adecuados para evaluar la intensidad de los procesos geomórficos actuantes. Entre otros aspectos se tuvieron en cuenta la forma, extensión e inclinación de las pendientes; la presencia de cobertura detrítica, suelos y vegetación de las pendientes, presencia de *rills* y "terrazuelas" debidas a remoción en masa. En general todos estos son aspectos que permiten distinguir pendientes regularizadas. En la tabla 2 se observan las principales características de las pendientes según unidad geomórfica.

Estas serranías poseen características distintivas respecto a otros sistemas serranos del país, resultado de un específico arreglo de una serie de factores: 1) una estructura y tectónica característica, 2) la proximidad al océano, 3) el comparativamente bajo relieve relativo y 4) las condiciones bioclimáticas predominantes: clima mayormente templado y vegetación de pradera y estepa de gramíneas.

Durante el Cenozoico tardío (Pereyra y Ferrer 1995), desde el Mioceno hasta el presente, caracteriza a esta región, la alternancia de períodos de escasa

TABLA 2: Características de las pendientes según unidad geomórfica. Referencias: A-relieve relativo: A=alto, +100 m en un km. de distancia, B: medio, entre 100 y 10m/km, C: bajo, menos de 10 m/Km; B-forma de la pendiente: 1=cóncava, 2=convexa-rectilínea, 3=convexo-cóncava; C- extensión: L=largas, más de 100 m, C=menos de 100 m; D-inclinación: A=alta, más de 10 m/km, M=media entre 1 y 10 m/Km y B=baja, menos de 1 m/Km; E-cobertura vegetal y cobertura edáfica: T=total y P=parcial; F-evidencias de erosión hídrica (rills, cauces pequeños): F=frecuentes, R=raras y A=ausentes; G-evidencias de remoción en masa (escalonamiento de las pendientes, reptaje y otros movimientos): F=frecuentes, R=raras y A=ausentes.

U.GEOM	PROPIEDAD	A	B	C	D	E	F	G
SERRANA		A	1-2	L	A	P	F	F
VALLES INTERMONTANOS		A	1-2	C	A-M	P	F	F
NIVEL DE AGRADACION PEDEMONTANO ANTIGUO		M	3	L	M	T	R	R
NIVEL DE AGRADACION PEDEMONTANO MODERNO		M	3	L	M-B	T	R	R
PLANICIE DE DEFLACION Y ACUMULACION EOLICA		B	3	L	B	T	A	R
FAJAS ALUVIALES		M	2	C	A	P	F	F

morfogénesis y consiguiente predominio de la pedogénesis y evidenciados por la presencia de niveles de paleosuelos; con eventos discretos, de menor extensión temporal, caracterizados por el predominio de la morfogénesis; agradación pedemontana (con tres eventos principales en el Cenozoico tardío) y deposición de loess (también, con tres eventos principales, para el mismo lapso). En la Tabla 3, se muestran los diferentes procesos geomórficos que actúan o han actuado, según Unidad Geomórfica.

El material originario de los suelos (Pereyra y Ferrer 1997), es para el caso de los Argiudoles, Hapludoles, Natracuoles y Natracualfes, el loess "postpampeano", incluido dentro de la Formación Saavedra; mientras que para los Entisoles y algunos Hapludoles (especialmente énticos), los materiales detríticos rocosos y los depósitos fluviales, particularmente aquéllos arenosos y loésicos retransportados. Estos depósitos forman parte principalmente de la Formación Aguas Blancas (Pereyra y Ferrer 1997).

Distribución de los suelos según unidad geomórfica

Unidad Geomórfica Serrana

Corresponde al ambiente de afloramientos rocosos. Los suelos son someros o están directamente ausentes. La morfogénesis está representada esencialmente a través de la remoción en masa y erosión fluvial. La cobertura loésica es muy irregular, generalmente delgada (usualmente inferior a los 50 cm) en los sectores más bajos y ausente en los tramos empinados. Todas estas características resultan en suelos con escaso desarrollo e inestables desde el punto de vista físico. Son Udortentes mólicos o líticos, con alta pedregosidad y rocosidad y, en menor medida, Hapludoles líticos en fases someras e inclinadas. El proceso dominante es la melanización, favorecida por la presencia de gradientes altitudinales, en los

TABLA 3: Distribución de los suelos según unidades geomórficas principales

UNIDAD GEOMORFICA	RELIEVE	SUELOS PRINCIPALES
SERRANA	PENDIENTES ALTAS - RELIEVE ALTO	AFL. ROCOSOS UDORTENTES MOLICOS-TIPICOS HAPLUDOLES LITICOS
VALLES INTERMONTANOS	RELIEVE ONDULADO - PENDIENTES ALTAS	HAPLUDOLES TIPICOS ARGIUDOLES TIPICOS y LITICOS
NIVEL DE AGRADACION PEDEMONTANO ANTIGUO	PENDIENTES MEDIAS - RELIEVE ONDULADO	HAPLUDOLES TIPICOS ENTICOS y LITICOS
NIVEL DE AGRADACION PEDEMONTANO MODERNO	RELIEVE ONDULADO - LOMAS CON CALCRETES	ARGIUDOLES HAPLUDOLES LITICOS y TIPICOS
PLANICIE DE DEFLACION Y ACUMULACION EOLICA	RELIEVE ONDULADO SUAVE LOMAS CON CALCRETES	ARGIUDOLES TIPICOS HAPLUDOLES TAPTO ARGICOS y NATRICOS NATRACUALFES NATRACUOLES
FAJAS ALUVIALES	RELIEVE ONDULADO ENCAJADO EN EL PREVIO	UDORTENTES UDIFLUVENTES TIPICOS y MOLICOS HAPLUDOLES ENTICOS

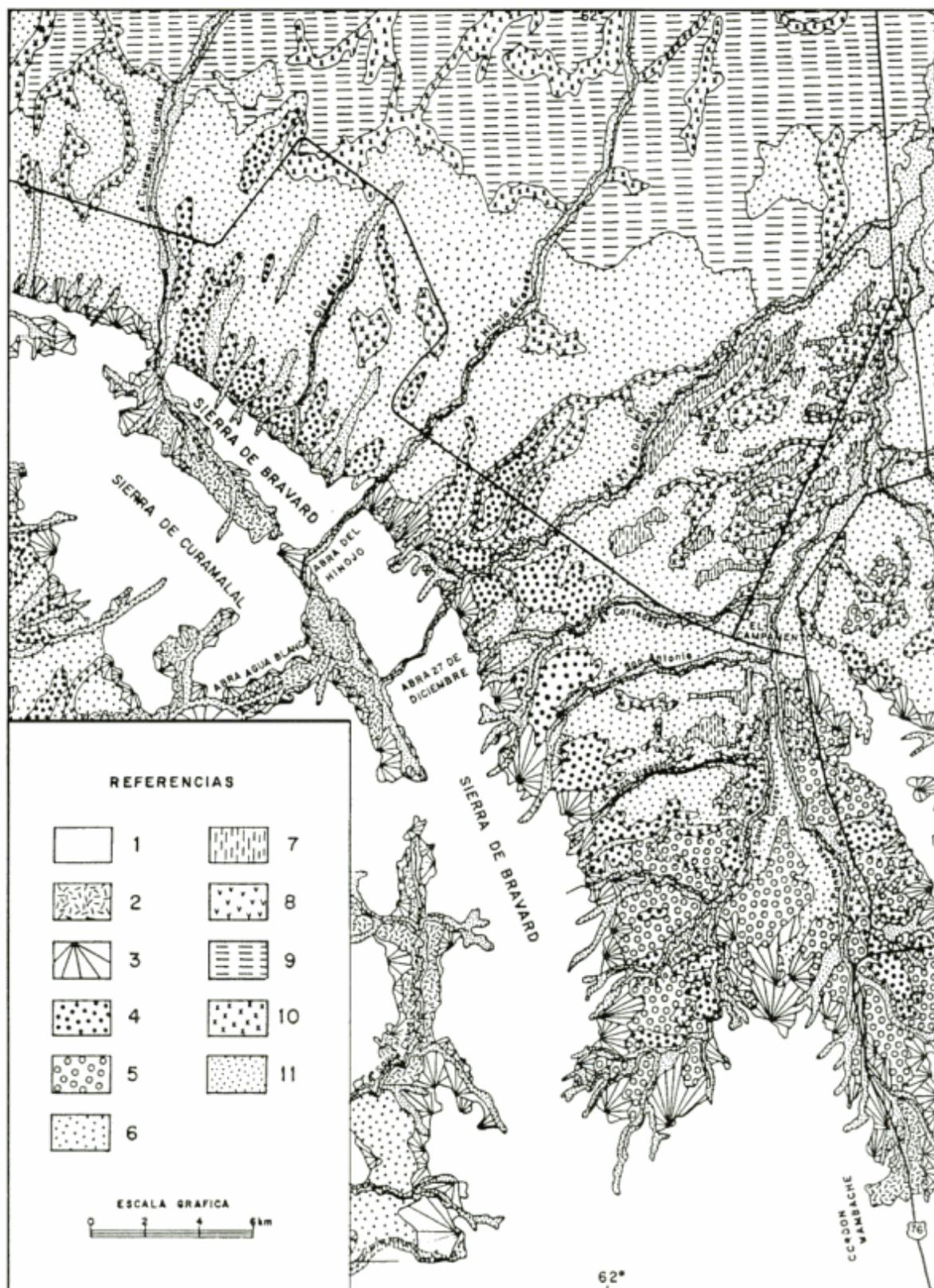


Figura 2: 1-Unidad geomorfológica serrana, 2-U.G. Valles Intermontanos, 3-subunidad Conos de Talud, 4-U.G. Nivel de Agradación Pedemontano Antiguo, 5-U.G. Nivel de Agradación Pedemontano Moderno, 6-U.G. subunidad Piedemonte Proximal, 7-U.G. subunidad con calcretes superficiales, 8-U.G. subunidad vías de avenamiento secundarias, 9-U.G. Planicie de Deflación y Acumulación Eólica, 10-U.G. subunidad vías de avenamiento y "bajos". 11-U.G. Fajas Aluviales. (Modificado de Pereyra y Ferrer, 1995).

cuales las condiciones de temperatura (menor) y humedad (mayor), resultan en una mayor preservación de la materia orgánica.

Dentro de esta unidad y, adosada al frente serrano, ha sido identificado un sector con características distintivas. Corresponde a un talud conformado por conos de deyección coalescentes. Los gradientes relativamente altos de las superficies geomórficas y la naturaleza del material originario se conjugan para producir suelos con un menor grado de desarrollo que en otros sectores del ámbito pedemontano. El reptaje de suelos y de detritos y la presencia de numerosos *rills* evidencian la inestabilidad del material superficial, así como su mezcla. Los suelos dominantes son los Hapludoles líticos, generalmente muy someros, en contacto sobre roca, con débil desarrollo y, en menor medida, Hapludoles énticos, más potentes y con escaso desarrollo y Udortentes mólicos (en sectores más inclinados). El proceso dominante es también la melanización y, por las características de la zona, la iluviación es poco importante. Debido a los altos gradientes, las migraciones se producen hacia afuera de la zona.

Unidad Geomórfica Valles Intermontanos

Presenta gran variabilidad morfológica, debido a que sus particulares características se vinculan a la coexistencia de diversos procesos geomórficos, en la actualidad relativamente activos (remoción en masa y fluvial); una cobertura loéssica importante en los sectores más bajos; un relieve relativo importante y una historia geomórfica compleja, la que se expresa en una alta variabilidad en las propiedades de los suelos. Los suelos más frecuentes son los Argiudoles típicos y líticos y Hapludoles típicos, en sectores de relieve plano, mientras que en los tramos más altos son frecuentes los Hapludoles líticos. Asimismo, en algunos sectores, hay suelos con escaso grado de desarrollo, vinculados a vías de escurrimiento permanente o efímeras (Udifluventes mólicos y Udipsamentes típicos). En relación a los suelos más frecuentes, los procesos dominantes son la melanización, la descarbonatación, y en forma incipiente, la argiluvación. Es frecuente además que los suelos presenten truncamientos o soterramientos.

Unidad Geomórfica Nivel de agradación pedemontano antiguo

En esta unidad, en la actualidad, la morfogénesis es moderada a baja y la pedogénesis importante, si bien los suelos presentan características que evidencian la influencia de condiciones locales, esencial-

mente materializadas como herencias morfoclimáticas. Los procesos geomórficos principales en el pasado, han sido la remoción en masa (flujos densos) y el proceso fluvial, que habrían conformado una "bajada". En los sectores más elevados, donde la cobertura loéssica es delgada (alrededor de 30 cm) y los calcretes son subsuperficiales, predominan los Hapludoles líticos o bien petrocálcicos. En estos sectores la pedregosidad puede ser apreciable y en las laderas de las lomas, los suelos son generalmente Hapludoles énticos y/o típicos. El proceso dominante es la melanización con contenidos de materia orgánica, del orden del 4% (en % de C). La erosión de suelos es relativamente importante, ante la existencia de sectores con gradiente alto, sumado al uso de la tierra con prácticas que favorecen el escurrimiento encauzado. El material originario es esencialmente loéssico (probablemente correspondiente al último evento deposicional), si bien en ciertos sectores hay mezcla con material más grueso (coluvial).

La presencia de calcretes a poca profundidad permite diferenciar una subunidad: Nivel de agradación pedemontano antiguo con calcretes someros. En estos predominan los Hapludoles líticos o petrocálcicos. Debe hacerse la salvedad que para que un suelo sea considerado como perteneciente al Subgrupo petrocálcico, el manto de "tosca" debería ser de origen pedogenético. Para la región, los mismos poseen diferente génesis. Predominan los bancos de origen complejo (freatogenéticos y "geomorfológicos", Buschiazio *et al.* 1987). También pueden observarse niveles calcáreos debidos a procesos pedogenéticos. Sólo en este segundo caso los suelos serían petrocálcicos. A la escala del trabajo, y dado que la diferenciación de los niveles de "tosca" según su génesis no constituyen objetivos del presente trabajo, han sido representados en forma conjunta, tanto en esta unidad como en las subsiguientes.

Unidad Geomórfica Nivel de agradación pedemontano Moderno

La morfogénesis se encuentra atenuada y generalmente es muy localizada (suele asociarse al factor antrópico). Al igual que en la unidad precedente, los procesos actuantes en el pasado han sido la remoción en masa y el proceso fluvial, generando un nuevo nivel pedemontano, que se desarrolló "encajado" en el preexistente. Los suelos dominantes son dos, según la posición del paisaje que ocupen: en los sectores altos (parte alta de las lomas), predominan los Hapludoles típicos, con nivel carbonático o "tosca", generalmente dentro del metro de profundidad. En los sectores bajos predominan los Argiudoles típicos, y en menor medida, los Hapludoles típicos, ambos generalmente

carentes de carbonato de calcio. En ciertos sectores, los suelos presentan características cumúlicas, con horizontes superficiales engrosados (páquicos).

Dentro de esta unidad han sido diferenciados tres subunidades menores. La primera corresponde al Piedemonte Proximal. Su diferenciación está motivada por la presencia de roca y calcretes a escasa profundidad. En consecuencia, los suelos presentes son menos potentes: Hapludoles y Argiudoles líticos. Asimismo, se distinguen sectores del paisaje deprimidos, ocasionalmente anegables, correspondientes a vías de avenamiento parcialmente encauzadas, no integradas a la red de drenaje actual. Esta subunidad, con formas elongadas, probablemente corresponda a la antigua red de drenaje, parcialmente obliterada por la depositación de loess. En la misma, los suelos presentan rasgos de hidromorfismo y generalmente texturas más finas, pudiéndose encontrar Acuoles y Natracualfes típicos. Finalmente, se ha diferenciado una subunidad con "tosca" somera, en la cual predominan los Hapludoles líticos/petrocálcicos.

Con referencia a las diferentes causas que motivan la presencia o no de horizontes argílicos, en particular para este sector, un aspecto destacable es la importancia de la migración lateral de las arcillas, la presencia de calcretes subsuperficiales y el espesor de la acumulación loésica. Los procesos dominantes son la argiluvación, la melanización y la migración del carbonato de calcio. La presencia de paleovalles y bajos (originalmente vías de escurrimiento que han sido modificadas por la acción recurrente de agradación/erosión eólica), conduce a cierta diferenciación en el patrón de distribución de los suelos en esta Unidad. En los laterales de estas geoformas se encuentran Hapludoles sobreengrosados (cumúlicos) y en los ejes o centros de las depresiones, Argiudoles típicos. En el caso de las depresiones mayores, en sectores con freática alta, tienen lugar condiciones locales de hidromorfismo y alcalinización, encontrándose Natracuoles típicos y Natracualfes típicos.

En la zona pedemontana de la Sierra de Bravard, han sido reconocido diferentes niveles de paleosuelos. En el arroyo Cortaderas, en las proximidades del paraje El Campamento, se observa una secuencia con por lo menos tres suelos enterrados por debajo del suelo actual. Este último es un Hapludol éntico, el cual sobreyace a una secuencia que muestra diferentes eventos de pedogénesis, la cual supera los 5 m. En esta destacan, de abajo hacia arriba, un suelo con fuerte desarrollo, con horizontes A y Bt, que admiten varias subdivisiones. El horizonte iluvial presenta estructura prismática y las subdivisiones son evidenciadas por cambios de coloración (hacia arriba se hace progresivamente más oscuro); el probable horizonte A, presenta evidencias de haber estado bien provisto de materia orgánica. Todas estas

características permiten suponer que se trataba de un Argiudol típico, bien desarrollado. Por encima de este paleosuelo, el cual parece haber tenido extensión regional (dada la presencia de un paleosuelo de similares características en otros sectores de la zona pedemontana), se observa un suelo poco desarrollado, con horizontes AC o a lo sumo Bw, y por encima otro nivel de similares características. Estos niveles parecen haber correspondido a sendos Hapludoles. En el techo del paleoargiudol, parece haber existido un evento erosivo, no demasiado importante ya que se ha preservado parcialmente el horizonte A.

Unidad Geomórfica Planicie de deflación y acumulación eólica

Es la que alcanza mayor extensión areal en toda la región y es donde se encuentran mejor representadas las características de los suelos "zonales". Las morfogénesis es débil o nula, y por lo tanto las condiciones para la pedogénesis se encuentran más favorecidas. Su relieve, con suaves ondulaciones, largas pendientes y con muy baja inclinación, es resultado esencialmente de la acción reiterada de acumulación y deflación eólica, típica de las planicies loésicas. El escurrimiento superficial es mínimo y la red de drenaje se encuentra poco integrada. Numerosos bajos y lagunas (cubetas) hacen de nivel de base local. Los escasos cursos mayores que la surcan, tienen sus nacientes en las sierras y van disminuyendo progresivamente su caudal, hasta insumirse prácticamente en la llanura. Los suelos "zonales", son Argiudoles típicos, potentes y bien desarrollados. Ocupan posiciones relativamente elevadas de las amplias divisorias, encontrándose bien drenados. En algunos casos se hallan totalmente desprovistos de CaCO_3 , y en otros aparece generalmente en el horizonte C o en el BC. En las lomas más altas, aparece debajo del C o de los B, un nivel de "tosca".

Dentro de esta unidad se diferencia la subunidad correspondiente a vías de avenamiento secundario y bajos anegables. En las zonas más bajas, al igual que en la unidad anterior, aumentan las condiciones de saturación temporaria del perfil con agua. Alcanzan mayor extensión areal que en la unidad del Nivel de Agradación pedemontano moderno, debido al menor relieve relativo y la presencia de un drenaje menos integrado. Si bien son frecuentes los horizontes argílicos, se infiere que los suelos de estos sectores probablemente se hayan formado bajo condiciones de buen drenaje (régimen údico) y no bajo un edafoclima reductor prolongado (ácuico), como en la actualidad. En estos sectores existe una transición hacia condiciones de mayor hidromorfismo, a partir de las divisorias: Argiudoles ácuicos, Natracuoles

típicos y Natracualfés típicos. Todos estos suelos son profundos y presentan comparativamente alto grado de desarrollo pedogenético.

Otros suelos frecuentes en esta unidad, son los Hapludoles taptó árgicos y taptó nátricos, ubicados en zonas más onduladas del paisaje. Estos suelos resultan de la existencia de eventos de erosión/acumulación. Sobre Argiudoles, parcialmente decapitados (generalmente en el techo del Bt), se depositó loess, en el cual se inició un nuevo ciclo pedogenético. Estos suelos se caracterizan entonces por presentar un neto límite entre el suelo actual (Hapludol) y el argílico del paleosuelo. La presencia de estos suelos evidencia una serie de aspectos interesantes. Entre otros señala la existencia de un medio estable alcanzado en forma reciente. Por otro lado indica que las condiciones bioclimáticas predominantes, salvo en cortos períodos de inestabilidad, han sido similares durante la mayor parte del Holoceno, considerando el tiempo necesario para que se hayan desarrollado Argiudoles típicos, y sobre los cuales a su vez se generaron Hapludoles.

En este sector es frecuente encontrar fragipanes, tanto en Argiudoles como en Natracuales y Argiacuales (generalmente BCx). Finalmente, en aquellos sectores, caracterizados como vías de escurrimiento difuso hay suelos con horizonte álbico; son Argialboles típicos y Natralboles típicos que ocupan pequeños sectores. Los procesos dominantes son la argiluvación, la melanización, la descarbonatación y una severa eluviación, cuando están presentes los horizontes E. En aquellos suelos de régimen ácuico, a los anteriores se suman la alcalinización y/o salinización.

Unidad Geomórfica Fajas aluviales de la vertiente norte

Posee pequeña extensión areal, con un amplio rango de variación en lo referente a los tipos de suelos, relacionada con las características geomórficas de la unidad, a su paleotopografía y a una historia geomórfica relativamente compleja. Puede establecerse una toposecuencia típica. Tanto en la planicie de inundación como en los sectores de terrazas bajas y albardones (siempre que estos elementos existan), los suelos suelen presentar características propias de ambientes aluviales, con escaso desarrollo pedogenético. Generalmente son Udipsamentes típicos o mólicos, Udifluventes típicos y Hapludoles énticos. Son suelos con capas superpuestas y truncadas. Los mismos presentan características texturales que evidencian una mezcla de materiales de distintos orígenes: eólico (loésico), fluvial y remoción masa (flujos densos). En las terrazas altas y planos asociados y también aguas abajo (sectores en los cuales los valles se vuelven más anchos), los suelos presentan mayor

grado de desarrollo, y según sean las condiciones de saturación con agua, los mismos son Argiudoles típicos, Argiudoles ácuicos, Natracuales típicos o Natracualfés típicos, con predominio de estos dos últimos, en los cursos de mayor importancia. Los procesos dominantes en la actualidad son la melanización, aquellos vinculados al hidromorfismo, y la argiluvación favorecida en buena medida por un medio químico alcalino.

Discusión

En el área de estudio, el predominio relativo de la pedogénesis se debe a: 1-Estabilidad del paisaje; 2-Condiciones ambientales favorables para la colonización vegetal y su progresiva evolución; 3-Características de los materiales originarios que favorecen la pedogénesis (texturas no extremas y minerales meteorizables) y 4-Características del relieve que favorecen la pedogénesis, especialmente la ausencia de pendientes con inclinaciones importantes (exceptuando el sector serrano propiamente dicho). Asimismo se hacen evidentes aquellas condiciones del paisaje que implican estabilidad alcanzada en forma relativamente reciente (aspectos relicícos o herencias morfoclimáticas). Estas formas interfieren en la pedogénesis, imprimiendo características particulares a los suelos y son responsables, en parte, de la diferenciación de los suelos de la región. Las dos principales son la presencia de "tosca" y la existencia de varios eventos de depositación de loess.

Existe una secuencia "normal" de evolución del sistema suelo-paisaje (Yaalon 1983; Gerrard 1993), en la que la evolución es progresiva, con una sucesión de fases, dominadas por algún proceso pedogenético, que dan lugar a perfiles relativamente "estables". La evolución regresiva responde a fenómenos que interrumpen ese equilibrio, los que generalmente están vinculados a la erosión, lo cual produce un rejuvenecimiento del perfil. La destrucción del perfil puede ser total o parcial, siendo esta última mucho más frecuente, dando lugar a los paleosuelos y a los suelos policíclicos o complejos. Esta situación es característica de la zona estudiada. Existen asimismo, bajo ciertas circunstancias, factores que son responsables de la existencia de suelos "juveniles", impidiendo la continuación de la evolución "progresiva" (como por ejemplo presencia de clacretes a menos de 30 cm). En la Tabla 4 se aprecian los valores medios de propiedades seleccionadas de suelos representativos de la región.

Los procesos pedogenéticos considerados como más importantes para la zona son la melanización, la argiluvación, la descarbonatación y el hidromorfismo. Los horizontes diagnósticos resultantes de su accionar son: mólico, argílico, nátrico, cálcico y petro-

cálcico. En la zona serrana y pedemontana predomina como proceso la melanización, mientras que en la zona de la llanura, la argiluvación es igualmente importante. Las condiciones de hidromorfismo son más evidentes en la zona distal, sin llegar a ser arealmente importantes.

En general, los suelos identificados en la región no presentan un alto grado de desarrollo, situación que puede atribuirse a la combinación de una serie de factores (no en orden de importancia): a) el espesor del material originario, b) la profundidad del CaCO₃, c) el "rejuvenecimiento" de los perfiles provocado por el aporte de material por vía eólica, d) las oscilaciones climáticas y e) la edad del loess más reciente. Existe un aumento en el grado de desarrollo de los suelos y en la expresión de sus propiedades con la distancia a la zona serrana, especialmente si son considerados los Argiudoles. Así, los suelos ubicados más distantes (Unidad geomórfica de las Planicies de deflación y y acumulación eólicas), presentan mayor número de horizontes de transición, mayor potencia y un mayor

grado de expresión de algunas propiedades diagnósticas (p.ej. contenido de arcillas del Bt). El índice de iluviación de los Argiudoles, también tiende a aumentar con la distancia, variando entre 1,2 y 1,5. Esta situación es resultado principalmente de una morfogénesis atenuada respecto de la zona pedemontana y serrana, con un consiguiente predominio de los procesos pedogenéticos, debidos a una mayor y más prolongada estabilidad del paisaje.

Las oscilaciones climáticas acaecidas durante el Holoceno, también han jugado un importante papel. En particular, a partir del Holoceno medio, ha tenido lugar un período árido o semiárido que duró alrededor de 2000 años que afectó a toda la Región Pampeana (Iriando y García 1993). Asimismo, en tiempos históricos, tuvo lugar la "Pequeña edad de hielo", cuyos efectos también se hicieron sentir en la zona (Rabassa et al., 1985).

Al analizar la función profundidad del contenido de arcillas y de %C orgánico para suelos seleccionados, se ha podido comprobar que las mismas guardan

TABLA 4: Propiedades principales de suelos seleccionados. Referencias: NAPM=Nivel de agradación pedemontano moderno; NAPA=Nivel de agradación pedemontano antiguo; PDAE=Planicie de deflación y acumulación eólica; VI=Valles intermontanos.

horizontes	prof.(cm)	a	textura L	A	Color	calcar. (%)	%C	pH	CIC	%S	U. Geom.
Argiudol típico											
A1	0-25	25.9	26.9	47.2	10YR2/2		2.25	6.4	19.1	81	NAPM
AB	25-32	29.3	17.8	52.9	10YR3/2		1.56	6.5	23.7	86	
Bt	32-75	41.7	18.8	39.5	7.5YR3/2		1.01	6.5	26.9	88	
Hapludol tlapto-árgico											
A1	0-28	24.5	40.6	34.9	10YR2/1		2.70	6.5	23.1	83	PDAE
AC	28-43	17.8	38.8	43.4	10YR3/3		0.45	7.3	19.5	100	
2Bt	43-56	45.2	29.1	25.7	7.5YR3/2		0.46	8.0	29.3	98	
2BCt	56-84	41.6	32.5	26.3	7.5YR4/4		0.13	8.7	24.5	ND	
Argiudol típico											
Ap	0-18	26.1	41.5	28.4	10YR2/1		2.60	6.6	23.3	89	PDAE
A1	18-29	30.4	33.8	35.8	10YR3/2		1.50	6.6	22.7	89	
AB	29-37	30.4	33.3	36.3	10YR3/3		0.95	6.5	20.4	88	
Bt	37-60	41.3	21.2	37.9	10YR3/4		0.41	6.9	26.4	92	
BCt	60-85	43.3	22.5	34.3	7.5YR4/4		0.31	7.0	26.5	94	
C	+85	29.9	34.5	45.6	7.5YR5/4	vt.	0.20	7.4	24.4	99	
Argiudol lítico											
A1	0-25	29.6	34.3	35.4	10YR2/2		5.70	6.0	30.5	73	VI
Bt	25-47	40.0	36.4	23.6	7.5YR4/4		0.80	6.1	32.9	74	
Hapludol típico											
Ap	0-15	17.5	15.5	67.0	10YR2/2		1.20	7.0	13.4	97	NAPM
A1	15-30	18.1	15.7	66.2	10YR2/2		0.87	7.1	14.4	98	
Bw	30-48	18.3	12.3	69.7	7.5YR2/2	vt.	0.25	7.2	13.3	97	
Hapludol lítico											
A1	0-26	32.4	39.2	28.4	10YR2/2	vt.	4.50	7.6	36.0	98	NAPA

similares relaciones que para otros suelos de la Región Pampeana. Los Hapludoles presentan un mayor grado de variabilidad en sus propiedades que otros tipos de suelos de la zona. Al estudiar el contenido de arcilla del Bt respecto del contenido de arcillas del horizonte C, se corrobora que aquella no aumenta en forma directa con la segunda; esta situación no coincide con la situación señalada por otros autores para otras regiones del mundo. Por lo tanto puede plantearse que dichas relaciones distan de ser simples y directas y que las características e historia de las zonas deben ser consideradas.

Los Molisoles ubicados en las cercanías de la zona serrana poseen mayores contenidos de materia orgánica en los horizontes mólicos que los más alejados (8,1 y 3,4, respectivamente). Esta diferencia puede deberse a una mayor altitud, con condiciones climáticas más favorables para la preservación de la M.O., a la naturaleza de la vegetación y al mayor grado de "laboreo". Una situación similar se plantea para aquellos suelos más someros, con contacto sobre bancos de "tosca". La mayor concentración de Ca^{2+} probablemente sea la causa de esta situación. El contenido de carbonato de calcio disminuye con la distancia a la zona serrana, mientras que la profundidad de su acumulación aumenta en el mismo sentido, siendo más profunda en la zona de la llanura, donde está en los horizontes B3 o directamente en los horizontes C (a más de 1m de profundidad), o incluso puede estar ausente. En ambos casos, tal situación indica una tendencia general, pero existen excepciones. El relieve plano y las texturas francas (por sus características de permeabilidad) favorecerían la descarbonatación.

En la diferenciación de suelos a nivel de Gran Grupo y categorías inferiores, los factores de estación (material originario y relieve) juegan un papel preponderante. A niveles taxonómicos mayores, los aspectos bioclimáticos son también de gran importancia. La alternancia de paleosuelos en la zona pedemontana (tipo Argiudoles) y de suelos enterrados y truncados en las zonas de las fajas aluviales con depósitos de loess y fluviales, indican una alternancia de climas, con predominio relativo, en función de los

tiempos implicados en la formación de horizontes argílicos y mólicos, de aquellas condiciones favorables para la pedogénesis, a grandes rasgos similares a las actuales, para la mayor parte del Holoceno. La variabilidad existente en los suelos de la región, y en especial en lo referente a la presencia o no de horizonte argílico (y por lo tanto de la diferenciación mayor existente entre Argiudoles y Hapludoles), es resultado de la diferente dinámica geomórfica que exhibe cada unidad geomórfica y las oscilaciones climáticas, las que han condicionado a la pedogénesis.

La manifestación del proceso de argiluvación (horizonte argílico), es un rasgo persistente que requiere para su formación relativamente largos períodos (considerando escalas espaciales y temporales adecuadas), y por lo tanto, reflejan mejor una estabilidad más prolongada que otros tipos de procesos y horizontes (por ejemplo, melanización-mólico) que se desarrollan en forma más rápida (Yaalon 1983; Birkeland 1974 y 1990).

En la figura 3 se plantean las secuencias evolutivas hipotéticas de los suelos pertenecientes al Orden Molisoles, a partir de la acumulación del loess, planteándose diferentes historias evolutivas según la profundidad de la acumulación, la mezcla con materiales más gruesos y las características litológicas del sustrato (cuando el mismo se encuentra dentro de la sección de control). En forma independiente a las diferencias señaladas, en primera instancia se habrían formado los horizontes mólicos, para diferenciarse con posterioridad aquellos suelos en los que se formaron horizontes cámbicos y finalmente los horizontes argílicos.

Conclusiones

En términos amplios, en el área estudiada existe un predominio de la pedogénesis en relación a la morfogénesis. Esta situación se atribuye a la estabilidad del paisaje; a la existencia de condiciones bioclimáticas que han favorecido el desarrollo de un manto pedológico; las propias características del relieve, el que no exhibe acusados desniveles (lo que favorece la

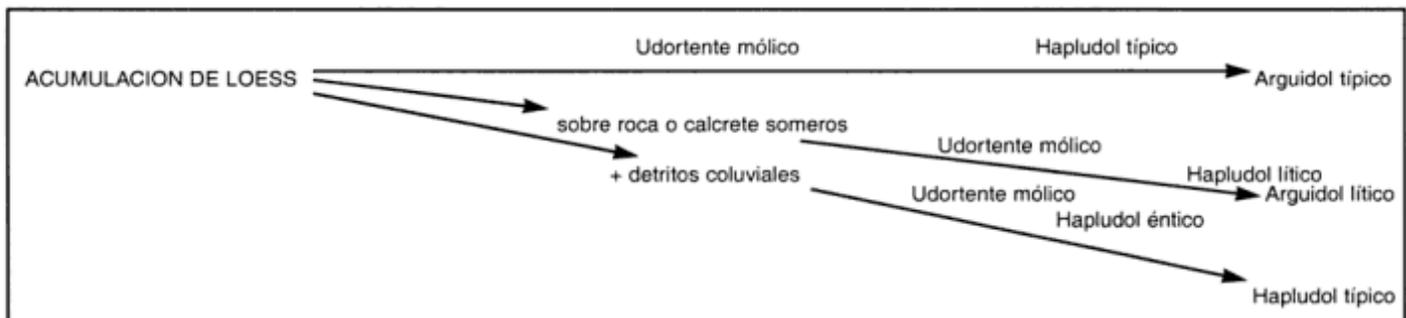


Figura 3: Secuencia evolutiva hipotética de los suelos de la región.

infiltración y la traslocación); a la naturaleza mineralógica, alta reserva de minerales meteorizables (ver, para la vertiente norte, entre otros, De Francesco 1992 y Pereyra y Ferrer 1997 y, para la vertiente sur, Bidart 1993) y por la existencia de texturas no extremas de los materiales originarios (francas).

En la zona Serrana es importante la morfogénesis en detrimento de la formación, evolución y profundización de los suelos. De allí que en este sector prevalecen los asomos rocosos o la rocosidad somera, por lo que los suelos son de escaso desarrollo y potencia, poseen abundantes detritos de rocas paleozoicas y pueden mostrar discontinuidades laterales y verticales (suelos rúpticos y contactos líticos, respectivamente). Hacia el sector distal (Planicie de Deflación y Acumulación eólica) se atenúa la morfogénesis en favor de la pedogénesis. En el mismo sentido se incrementa el espesor de los materiales originarios (F. Aguas Blancas y Saavedra). También se incrementa la potencia del solum y el propio grado de desarrollo. Es así, que en términos generales, la secuencia edáfica desde el área serrana hacia la llanura se materializa por perfiles A-C, A-AC-C, A-Bw-C y A-Bt-C, es decir desde Entisoles, Hapludoles énticos, Hapludoles típicos y Argiudoles típicos. Sin embargo se destaca que los suelos no presentan un grado demasiado importante de desarrollo. Ello se atribuye a: 1) el no muy grande espesor del material originario, limitado a menudo por bancos de "tosca" y 2) el "rejuvenecimiento" ("acciones regresivas") de los suelos provocado por las variaciones climáticas y por ende procesos de soterramiento y truncamiento. Este último aspecto sugiere a su vez, que en el área habría ocurrido en el pasado importantes variaciones en el balance pedogénesis-morfogénesis.

La presencia de paleosuelos con Bt (argílico) sepultados que culminan con el suelo actual (con Bw, cámbico o debilmente argílico), puede sugerir que la estabilidad del paisaje ha sido alcanzada recientemente. Por otra parte los horizontes argílicos enterados indican que las condiciones bioclimáticas predominantes, excepto para cortos períodos de inestabilidad, habrían sido similares a las actuales durante la mayor parte del Holoceno, considerando el tiempo requerido para la formación de horizontes resultantes del proceso de argiluvación.

Agradecimientos

Se agradece especialmente al Lic. J.C. Salazar Le Plaza y al personal de la Unidad de Reconocimiento de Suelos, CIRN-INTA (Castelar) por toda su colaboración, así como a Daniela Villegas, Andrea Turel, Daniel Bluvstein y Pablo Tchilinguirian. Asimismo, se desea agradecer al Dr. M. Cantú, uno de los árbi-

tros, por sus valiosos comentarios que permitieron enriquecer el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bidart, S., 1993. Clasificación de los sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno del sur de la Provincia de Buenos Aires. Actas 4^o Reunión Argentina de Sedimentología, 2:159-167, La Plata.
- Birkeland, P., 1974. *Pedology, Weathering and Geomorphological Research*. Oxford University Press, 175 p., Nueva York.
- Birkeland, P., 1990. Soil geomorphic research: a selective overview. *Geomorphology* 3: 207-224.
- Buol, S., Hole, F. y Mc Craken, R., 1989. *Soil genesis and classification*. Iowa State University Press, 375 p., Ames.
- Buschiazzo, M., Martínez, H. y Peinemann, N., 1987. Condiciones paleoclimáticas deducidas de indicadores pedológicos y geomorfológicos de la Región Pampeana. *Zentralblatt Geologie, Paleontologie verlag* 1, H 7/8: 875-83.
- Cappannini, D., Scoppa, C. y Vargas Gil, J., 1971. Suelos de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses. C.I.C., Actas 1: 203-234, La Plata.
- De Francesco, F., 1992. Estratigrafía del Cenozoico del flanco occidental de las Sierras de Curamalal, Sas. Australes Bonaerenses. Actas 3^o Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1: 3-12, Bahía Blanca.
- Iriondo, M. y García, N., 1993. Climatic variations in the Argentine Plains during the last 18000 yr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology*, 101: 209-20.
- Gerrard, A. 1993. Soil Geomorphology-Present dilemmas and future challenges. *Geomorphology*, 7: 61-84.
- Pereyra, F., 1994. Relaciones entre los factores relieve y material originario y la génesis y distribución de los suelos en las Sierras Australes, Prov. de Buenos Aires. Tesis Doctoral, FCEyN-UBA, inédita.
- Pereyra, F. y Ferrer, J., 1995. Geomorfología del flanco nororiental de las Sierras Australes, Prov. de Buenos Aires. Actas 4^o Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1: 215-223, Junin.
- Pereyra, F. y Ferrer, J., 1997. Materiales originarios de los Molisoles de las Sierras Australes, Prov. de Buenos Aires. *Revista Ciencias del Suelo* 15 (2): 87-94.
- Rabassa, J., Brandani, A., Salemme, M. y Politis, G., 1985. La "Pequeña Edad del Hielo" (siglos XVI a XIX) y su posible influencia en la aridización de áreas marginales de la Pampa Húmeda. Actas 1^o Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1: 234-257, Tandil.
- Schumm, S., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, 338 p., Nueva York.
- SEAGyP-INTA, 1989. Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. 545 p., Buenos Aires.
- Vargas Gil, J. y Scoppa, C., 1973. Los suelos de las sierras de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3*, 9, 1: 29-52.
- Yaalon, D., 1983. Climate, time and soil development. En Wilding, Smeck & Hall (eds.): *Pedogenesis and soil taxonomy: 1 Concepts and interactions*, p.232-251. Elsevier Scientific Publication, Amsterdam.
- Yrigoyen, M., 1975. Geología subsuperficial de la Llanura Bonaerense. 6^o Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 157-186, Bahía Blanca.

Recibido: 23 de noviembre, 1995

Aceptado: 14 de abril, 1998

Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Córdoba (64° 39' O - 31°30' S)

Marta FRANCHINI¹, Raúl LIRA² y Jorge SFRAGULLA³

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas;

Dirección Provincial de Minería del Neuquén, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén, Argentina.

²BHP Minerals Int. Exp. Inc., Pasaje Lemos 598, 5500 Mendoza, Argentina.

³Dirección Provincial de Minería de Córdoba, H. Irigoyen 401, 5000 Córdoba, Argentina.

ABSTRACT. *Skarn Zonation and Fluid Evolution in Copina, province of Córdoba, Argentina.* Copina skarn occurs in the eastern contact zone of the Late Carboniferous-Early Devonian granitic Achala intrusive complex, in the Oriental Pampean Ranges of Argentina. It is hosted by wall rocks of the heterogeneous, Upper-Precambrian metamorphic basement and a pegmatite body. Five zones of skarn, successively, pyroxene zone, garnet zone, vesuvianite zone, quartz-vesuvianite zone and wollastonite broadly correspond with varying degrees of replacement of pegmatites, schist-amphibolites and calcic-magnesian marbles and they appear to pass laterally into one another. Pyroxene is Mg rich (Hd₁₅₋₃₈; Jo_{0.5-1.5}) and Mg/Fe ratio is always greater than 1. Garnet (Ad₁₋₄₅; Py_{0.5-15}) contains between 0,07 to 0,99 wt % fluorine, shows more compositional variations than pyroxene and Al/Fe is always greater than 1. Vesuvianite is iron poor and contains between 1 and 1.70 wt % fluorine. The fluid inclusion analyses in pyroxene, garnet, vesuvianite, wollastonite, epidote and quartz suggest that skarn formed between 420° and 140°C from fluids with moderate to low salinity (between 23 and 1 wt. % eq. NaCl). Temperature along the skarn section diminishes away from the pegmatite whereas saline concentrations are higher in more distal zones. Estimated pressures of the skarn formation from fluid inclusion data (<700 bars) document an important difference with tungsten bearing skarns which form at minimum pressures of 1-1.5 kb. Dominant features of the skarn: low to moderate saline concentrations in hydrothermal fluids, weakly compositional zoned minerals, iron-poor silicates, and the absence of ore as well as prominent retrograde phases such as biotite or amphibole seem to be the result of the interaction between silica and fluorine-bearing hydrothermal fluids derived from a small and barren pegmatite body and the metamorphic protholith.

Introducción

El basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba hospeda numerosos cuerpos con silicatos cálcicos localizados en el contacto entre las rocas metamórficas y granitoides cuya relación genética con el batolito de Achala, un intrusivo post-tectónico alóctono respecto a su entorno metamórfico encajonante (Rapela 1982, Lira 1985), aún no ha sido claramente establecida. Algunas de estas manifestaciones metasomáticas están asociadas a cuerpos ígneos mayores y presentan el diseño evolutivo, el tamaño y las concentraciones metálicas de los típicos depósitos de tungsteno en skarn (p. ej. los skarns del Distrito Minero Los Guindos, en Pampa de Olaen). En otros casos, como por ejemplo los skarns de Cañada del Puerto, Copina y San Marcos Sierras, las unidades metasomáticas están poco desarrolladas debido a la escasez de fluidos en los cuerpos pegmatíticos que intruyen al basamento metamórfico, hecho ya mencionado por Gordillo y Lencinas (1979). Los procesos físico-químicos que dieron origen a estos

skarns no han sido claramente establecidos debido, por un lado, a sus ocurrencias geográficas restringidas y, por el otro, a su carácter no-económico. Entre los trabajos mineralógicos de los investigadores alemanes de principio de siglo se destaca el de Beder (1922). Este autor describe los fenómenos metasomáticos en las calizas cristalinas de la provincia de Córdoba, incluyendo numerosos afloramientos de skarns como los aquí citados. Reacciones metasomáticas entre intrusiones de aplitas graníticas y mármoles encajonantes con generación de escapolita han sido estudiadas por Gordillo (1965), Rossi (1967) y Gordillo y Rossi (1968). Como antecedentes más recientes pueden citarse los trabajos descriptivos del skarn de diópsido-granate-vesuvianita de Cañada del Puerto (Vázquez 1985); el skarn de wollastonita-diópsido-grossularia-plagioclasa del cerro Piedra Relumbrosa (Giraud 1990) y, finalmente, los skarns de wollastonita-granate-diópsido de La Fronda, en Quilpo Sud (Caffe 1993).

En el contexto de una investigación regional de los skarns de la provincia de Córdoba, el presente traba-

jo describe la zonación del skarn, la mineralogía detallada, las temperaturas y las composiciones de los fluidos que formaron el skarn Copina. El trabajo está basado en 99 análisis químicos de los minerales con microsonda electrónica (Cameca Cambac automática, 1982) y en el estudio de 270 inclusiones fluidas de distintas facies minerales en muestras recogidas durante el mapeo de los afloramientos del skarn. Estos estudios se realizaron en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington, en Estados Unidos de Norteamérica. Todas las discusiones sobre la composición de los minerales están basadas en los análisis químicos. La composición de los minerales más comunes y las facies respectivas se presentan en las Tablas 1 a 4.

Ambiente Geológico

El skarn Copina se localiza en el sector centro-oriental de la Sierra Grande de Córdoba, aproximadamente 5 km al este del contacto bien definido con el batolito de Achala (Fig. 1), a unos 15 km al NE de Copina, entre el río Icho Cruz y la Ruta de Altas Cumbres. La facies del batolito más próxima al skarn consiste en un monzogranito porfírico de grano mediano a grueso con una pasta holocristalina granular y cristales de feldespato potásico de hasta 5 cm de longitud. Petrográficamente esta facies guarda analogía con la facies B de Lira (1985) y pertenecería a una de las series magmáticas definidas por Demange *et al.* (1993), conocida como Serie Achala. De acuerdo a sus características químicas ha sido definido como peraluminoso, subalcalino y su relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial es de 0,7048 (Rapela 1982; Lira y Kirschbaum 1990). El basamento metamórfico está representado por esquistos biotíticos con intercalaciones de cuerpos tabulares de anfibolitas y mármoles. Los esquistos biotíticos forman bancos subparalelos con esquistosidad marcada ($10^{\circ}/51^{\circ}E$) y están formados por cuarzo, plagioclasa y biotita. Suelen presentar indicios de deformación tales como ojos de plagioclasa y cristales de cuarzo con extinción ondulosa. Intercalados en los esquistos hay cuerpos tabulares de anfibolitas concordantes con la estructura regional. Las anfibolitas están constituidas por 60 % de hornblenda y 30 % de plagioclasa (An_{40-55}) con esfena y magnetita; tienen estructuras foliadas y bandas de segregación de plagioclasa. Los mármoles son escasos; están en íntima asociación con las anfibolitas y constituyen cuerpos tabulares delgados, de color blanco a verdoso (Gordillo y Lencinas 1979).

Los esquistos biotíticos presentan intensa intrusión filoniana hasta unos 3 km del contacto con el batolito de Achala (Gordillo y Lencinas 1979). Estos intrusivos consisten en pegmatitas concordantes con

la esquistosidad regional. Están formadas por cuarzo, feldespato potásico, albita (Ab_{98} ; Tabla 4), muscovita y biotita. En el contacto entre las rocas ígneas y los esquistos con sus intercalaciones de anfibolitas y mármoles ocurren varios skarns de no más de 5 metros de extensión. Finalmente, los gneises están expuestos en los alrededores de Copina. Algunos sectores de estos gneises han sufrido metamorfismo de contacto. Sus afloramientos en forma de bochas, aparecen poco intruidos por los cuerpos filonianos y no alojan skarns.

Morfología y petrografía del skarn

De los cuerpos con silicatos cálcicos presentes en el área, el skarn Copina es el más extenso. Está hospedado en un colgajo del basamento en contacto con pegmatitas y el cuerpo granítico de Achala al oeste. Aproximadamente 10 m al este del contacto pegmatita-skarn afloran bancos de esquistos biotíticos con intensa intrusión filoniana. En superficie el skarn se extiende 55 m en sentido E-O, 200 m en dirección N-S y presenta zonación mineralógica. Teniendo en cuenta el mineral más abundante en cada zona del

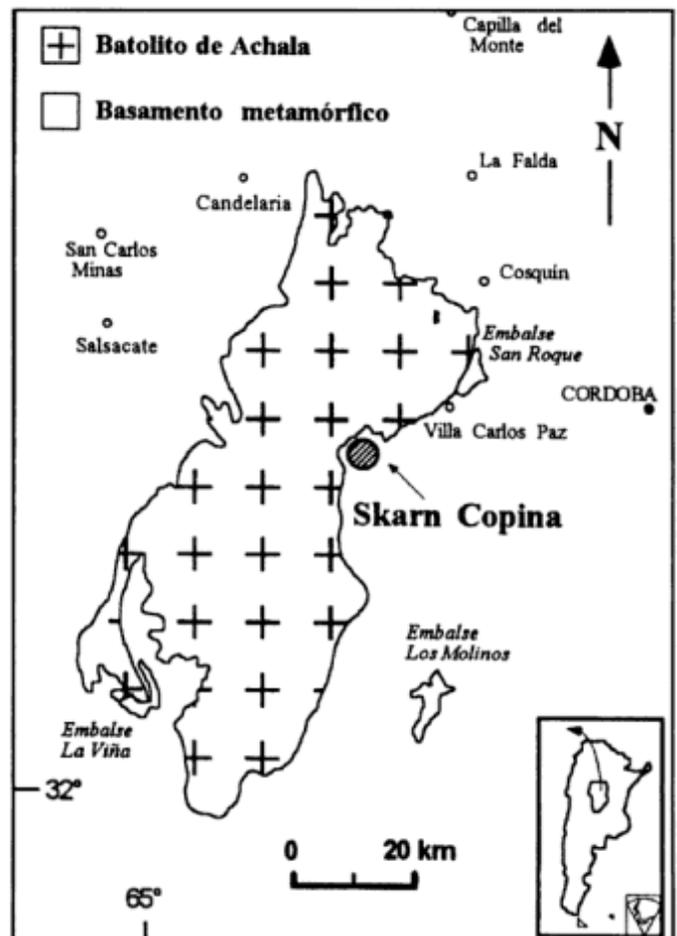


Figura 1: Ubicación del skarn Copina.

skarn se han diferenciado cinco zonas: la zona de piroxeno, la zona de granate, la zona de vesubianita, la zona de cuarzo-vesubianita y la zona de wollastonita (Figs. 2a y 2b). Estas zonas corresponden a diferentes grados de reemplazo del pegmatóide y de las rocas metamórficas. Lateralmente parecen pasar de una a otra pero es difícil comprobarlo debido a la escasez de afloramientos. También han sido observadas zonas transicionales entre ellas. No hay evidencias de que una zona corte o reemplace a otra y tampoco se hallaron en ellas minerales de interés económico como scheelita o sulfuros.

Zona de piroxeno

Ha sido definida en las zonas del perfil Copina donde el piroxeno comprende entre 40 y 50 % del volumen total de la roca (Fig. 2a); siempre reemplaza a los cuerpos pegmatíticos que constituyen entre el 20 y el 60 % del volumen total de las muestras. Esta zona presenta estructura bandeada y el piroxeno ocurre en un mosaico poligonal de granos finos dispuestos en bandas que alternan con otras leucocráticas de cuarzo-plagioclasa o bien en cristales de distintos tamaños irregularmente distribuidos junto con esfena, granate, clinzoisita, prehnita y apatito. Los cristales están en contacto y en aparente equilibrio con esfena y granate. Cuando están presentes en esta facies, tanto la prehnita (Tabla 4) como la clinzoisita (Tabla 4) alcanzan porcentajes de hasta 5% del volumen total de la muestra. La prehnita está en individuos en forma de lazo asociados a cuarzo tardío que reemplazan al pegmatóide o bien rellenan cavidades, mientras que la clinzoisita siempre reemplaza en forma selectiva al feldespato del pegmatóide. La esfena y el apatito son euhedrales y están diseminados o en grupos de dos o tres cristales junto con el piroxeno. Localmente y en contacto con la zona de piroxeno (Fig. 2b), el pegmatóide presenta bandas ricas en cristales de anfíbol verde oscuro y poiquiloblástico. Algunos cristales están parcialmente reemplazados por piroxeno.

El piroxeno también constituye un mineral subordinado en las restantes zonas del skarn (entre 3 y 30% en volumen; Fig. 2a). En este caso los cristales aislados o en grupos de tres o más individuos están poiquiloblásticamente incluidos en granate, vesubianita y wollastonita. Muchos de los cristales incluidos están alterados y reemplazados por calcita, clorita y limonitas lo cual hace suponer cierto desequilibrio entre el piroxeno y los minerales que lo hospedan.

Zona de granate

La zona de piroxeno pasa lateralmente a una zona

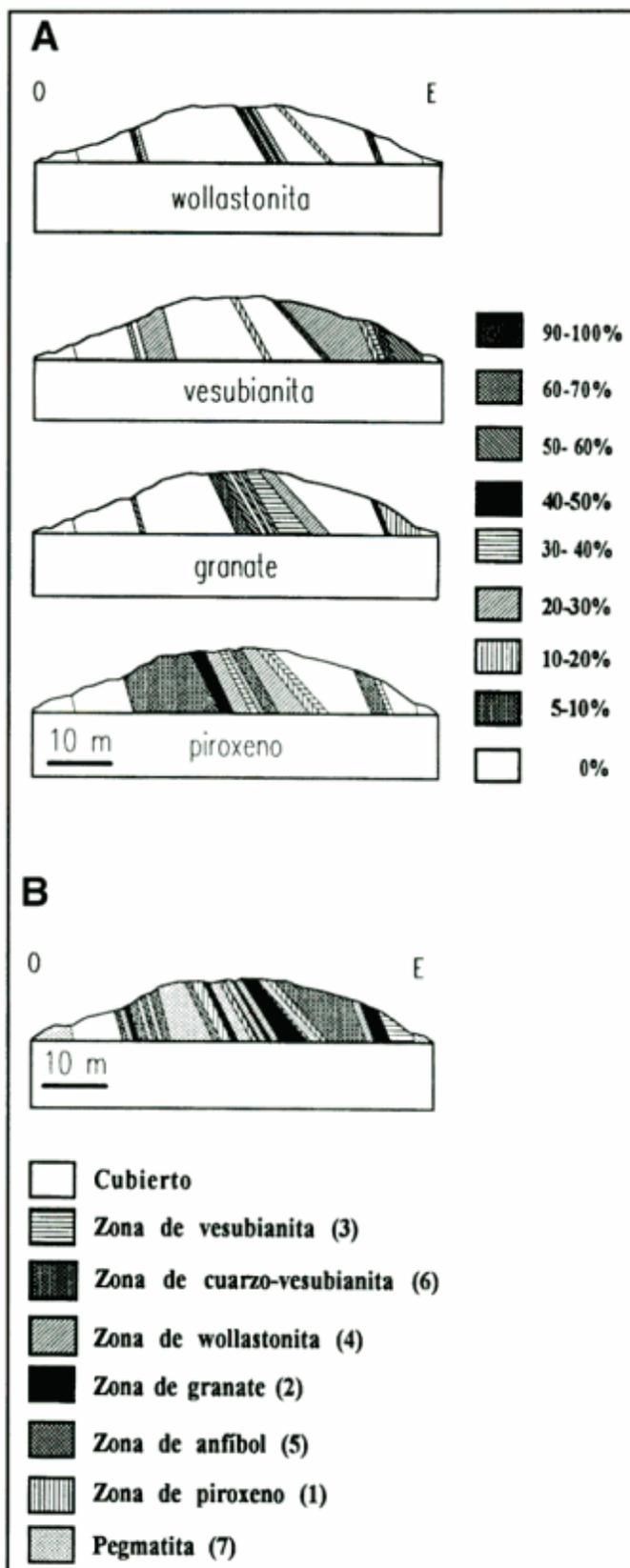


Figura 2: a. Distribución y porcentajes de los silicatos en el skarn Copina. b. Distribución de las zonas minerales en el skarn Copina, (7):= número de zona).

Tabla 1: Composición química de los piroxenos del skarn Copina.

Muestra #	7834.p5	7834	7834	7834	7835	7835.p1	7835.p6	7836	7836.p1	7836.p6	7837	7837	7837.p1	7839	7839																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Comentario	núcleo			borde		núcleo		núcleo		núcleo		borde		núcleo		borde																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
*Zonas	2	2	2	2	2	2	2	4	4	4	4	4	4	1	1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
% peso																	SiO ₂	51.72	53.23	52.64	52.83	53.67	53.36	53.26	53.58	52.97	53.07	52.98	52.74	52.27	53.13	53.17	TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	Al ₂ O ₃	0.26	0.24	0.29	0.25	0.07	0.05	0.19	0.23	0.22	0.31	1.07	0.40	0.33	0.48	0.36	FeO ^{*2}	10.52	10.10	9.23	9.37	7.62	7.21	7.94	9.12	8.43	8.69	9.19	10.19	10.77	8.94	10.40	MnO	1.69	1.21	1.08	0.24	0.52	0.68	0.72	0.51	0.39	0.33	0.24	0.51	0.32	0.15	0.14	MgO	10.85	11.29	11.50	12.26	12.95	13.62	13.01	12.38	12.99	12.76	12.40	11.45	11.52	12.72	11.65	CaO	24.76	24.37	24.92	24.91	25.25	25.65	25.31	24.87	25.33	25.39	24.43	24.72	25.00	25.11	25.09	Na ₂ O	0.04	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.26	0.11	0.12	0.17	0.12	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	F	0.02	N.a	N.a	N.a	N.a	0.09	0.05	N.a	N.a	0.00	N.a	N.a	0.01	N.a	N.a	Cl	0.01	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	0.02	N.a	N.a	0.01	N.a	N.a	0.00	N.a	N.a	F,Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Total	99.87	100.54	99.67	99.86	100.10	100.63	100.48	100.71	100.35	100.60	100.62	100.12	100.37	100.71	100.94	Cationes en base a 6 oxigenos																	Si	1.98	2.00	2.00	1.99	2.00	1.98	1.99	2.00	1.98	1.98	1.98	1.99	1.98	1.98	1.99	Al	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe	0.34	0.32	0.29	0.30	0.24	0.22	0.25	0.28	0.26	0.27	0.29	0.32	0.34	0.28	0.33	Mn	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	Mg	0.62	0.63	0.65	0.69	0.72	0.75	0.72	0.69	0.72	0.71	0.69	0.64	0.65	0.71	0.65	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	Ca	1.01	0.98	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	0.99	1.02	1.02	0.98	1.00	1.01	1.00	1.01	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	F	0.00	N.a	N.a	N.a	N.a	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg/Fetotal	1.82	1.99	2.22	2.33	3.03	3.41	2.88	2.42	2.77	2.63	2.40	2.00	1.91	2.54	2.00	Johannsenita	5.42	3.90	3.55	0.77	1.69	2.14	2.29	1.63	1.24	1.05	0.77	1.66	1.02	0.48	0.45	Diópsido	61.25	63.98	66.50	69.44	73.91	75.45	72.78	69.60	72.40	71.59	70.08	65.59	64.92	71.37	66.32	Hedenbergita	33.33	32.12	29.95	29.78	24.40	22.41	24.93	28.77	26.37	27.36	29.15	32.75	34.06	28.15	33.22	Muestra #																		7839	7840.p3	7843	7843	7846	7845.p6	7845	7845	7844	7847.p4	7848.p2	7848	7848	7849.p4	7850	Comentario	núcleo		núcleo		borde		núcleo		borde		núcleo		borde			*Zonas	1	1	2	2	2	2	4	4	1	2	1	1	1	5	6	% peso																	SiO ₂	52.75	52.47	53.47	53.31	53.53	53.59	53.30	52.69	52.37	53.86	51.86	52.63	52.79	53.30	53.16	TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	Al ₂ O ₃	0.19	0.26	0.14	0.13	0.19	0.13	0.22	0.27	0.23	0.08	0.36	0.33	0.21	0.43	0.18	FeO ^{*2}	8.90	11.32	4.93	4.88	9.09	8.46	9.24	8.98	9.86	7.49	12.31	11.89	9.05	10.28	8.31	MnO	0.48	1.02	0.43	0.50	0.45	0.92	0.48	0.47	0.87	0.66	0.49	0.67	1.40	0.69	1.11	MgO	12.12	10.76	14.66	14.87	12.42	12.59	12.23	12.07	11.29	13.65	10.85	10.47	11.51	12.36	12.29	CaO	24.60	24.85	25.37	25.66	24.96	25.34	24.91	24.90	24.83	25.45	25.08	24.24	24.92	23.99	24.91	Na ₂ O	0.12	0.05	0.04	0.00	0.15	0.05	0.04	0.08	0.09	0.00	0.12	0.09	0.00	0.20	0.00	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	F	N.a	0.02	N.a	Cl	N.a	0.00	N.a	F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	Total	99.17	100.75	99.04	99.37	100.80	101.12	100.43	99.46	99.54	101.28	101.08	100.32	99.90	101.29	99.97	Cationes en base a 6 oxigenos																	Si	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99	1.97	2.00	2.00	1.99	2.00	Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe	0.28	0.36	0.15	0.15	0.28	0.26	0.29	0.28	0.31	0.23	0.39	0.38	0.29	0.32	0.26	Mn	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	Mg	0.68	0.61	0.82	0.83	0.69	0.70	0.68	0.68	0.64	0.75	0.61	0.59	0.65	0.69	0.69	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	Ca	1.00	1.01	1.01	1.02	1.00	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.02	0.99	1.01	0.96	1.00	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Tabla	N.a	0.00	N.a	Cl	N.a	0.00	N.a	Mg/Fetotal	2.43	1.69	5.30	5.43	2.43	2.69	2.36	2.40	2.04	3.26	1.56	1.57	2.27	2.16	2.64	Johannsenita	1.57	3.28	1.38	1.59	1.44	2.93	1.54	1.54	2.86	2.06	1.54	2.17	4.58	2.12	3.59	Diópsido	69.71	60.82	82.96	83.11	69.87	70.49	69.14	69.46	65.19	74.88	60.16	59.75	66.21	66.74	69.89	Hedenbergita	28.72	35.91	15.66	15.31	28.69	26.58	29.31	29.00	31.95	23.06	38.30	38.08	29.21	31.15	26.52																																																
SiO ₂	51.72	53.23	52.64	52.83	53.67	53.36	53.26	53.58	52.97	53.07	52.98	52.74	52.27	53.13	53.17																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Al ₂ O ₃	0.26	0.24	0.29	0.25	0.07	0.05	0.19	0.23	0.22	0.31	1.07	0.40	0.33	0.48	0.36																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
FeO ^{*2}	10.52	10.10	9.23	9.37	7.62	7.21	7.94	9.12	8.43	8.69	9.19	10.19	10.77	8.94	10.40																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
MnO	1.69	1.21	1.08	0.24	0.52	0.68	0.72	0.51	0.39	0.33	0.24	0.51	0.32	0.15	0.14																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
MgO	10.85	11.29	11.50	12.26	12.95	13.62	13.01	12.38	12.99	12.76	12.40	11.45	11.52	12.72	11.65																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
CaO	24.76	24.37	24.92	24.91	25.25	25.65	25.31	24.87	25.33	25.39	24.43	24.72	25.00	25.11	25.09																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Na ₂ O	0.04	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.26	0.11	0.12	0.17	0.12																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
F	0.02	N.a	N.a	N.a	N.a	0.09	0.05	N.a	N.a	0.00	N.a	N.a	0.01	N.a	N.a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Cl	0.01	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	0.02	N.a	N.a	0.01	N.a	N.a	0.00	N.a	N.a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
F,Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Total	99.87	100.54	99.67	99.86	100.10	100.63	100.48	100.71	100.35	100.60	100.62	100.12	100.37	100.71	100.94																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Cationes en base a 6 oxigenos																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
Si	1.98	2.00	2.00	1.99	2.00	1.98	1.99	2.00	1.98	1.98	1.98	1.99	1.98	1.98	1.99																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Al	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Fe	0.34	0.32	0.29	0.30	0.24	0.22	0.25	0.28	0.26	0.27	0.29	0.32	0.34	0.28	0.33																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Mn	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Mg	0.62	0.63	0.65	0.69	0.72	0.75	0.72	0.69	0.72	0.71	0.69	0.64	0.65	0.71	0.65																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Ca	1.01	0.98	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	0.99	1.02	1.02	0.98	1.00	1.01	1.00	1.01																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
F	0.00	N.a	N.a	N.a	N.a	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Mg/Fetotal	1.82	1.99	2.22	2.33	3.03	3.41	2.88	2.42	2.77	2.63	2.40	2.00	1.91	2.54	2.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Johannsenita	5.42	3.90	3.55	0.77	1.69	2.14	2.29	1.63	1.24	1.05	0.77	1.66	1.02	0.48	0.45																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Diópsido	61.25	63.98	66.50	69.44	73.91	75.45	72.78	69.60	72.40	71.59	70.08	65.59	64.92	71.37	66.32																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Hedenbergita	33.33	32.12	29.95	29.78	24.40	22.41	24.93	28.77	26.37	27.36	29.15	32.75	34.06	28.15	33.22																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Muestra #																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
	7839	7840.p3	7843	7843	7846	7845.p6	7845	7845	7844	7847.p4	7848.p2	7848	7848	7849.p4	7850																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Comentario	núcleo		núcleo		borde		núcleo		borde		núcleo		borde																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
*Zonas	1	1	2	2	2	2	4	4	1	2	1	1	1	5	6																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
% peso																	SiO ₂	52.75	52.47	53.47	53.31	53.53	53.59	53.30	52.69	52.37	53.86	51.86	52.63	52.79	53.30	53.16	TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	Al ₂ O ₃	0.19	0.26	0.14	0.13	0.19	0.13	0.22	0.27	0.23	0.08	0.36	0.33	0.21	0.43	0.18	FeO ^{*2}	8.90	11.32	4.93	4.88	9.09	8.46	9.24	8.98	9.86	7.49	12.31	11.89	9.05	10.28	8.31	MnO	0.48	1.02	0.43	0.50	0.45	0.92	0.48	0.47	0.87	0.66	0.49	0.67	1.40	0.69	1.11	MgO	12.12	10.76	14.66	14.87	12.42	12.59	12.23	12.07	11.29	13.65	10.85	10.47	11.51	12.36	12.29	CaO	24.60	24.85	25.37	25.66	24.96	25.34	24.91	24.90	24.83	25.45	25.08	24.24	24.92	23.99	24.91	Na ₂ O	0.12	0.05	0.04	0.00	0.15	0.05	0.04	0.08	0.09	0.00	0.12	0.09	0.00	0.20	0.00	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	F	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.02	N.a	Cl	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	N.a	F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	Total	99.17	100.75	99.04	99.37	100.80	101.12	100.43	99.46	99.54	101.28	101.08	100.32	99.90	101.29	99.97	Cationes en base a 6 oxigenos																	Si	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99	1.97	2.00	2.00	1.99	2.00	Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe	0.28	0.36	0.15	0.15	0.28	0.26	0.29	0.28	0.31	0.23	0.39	0.38	0.29	0.32	0.26	Mn	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	Mg	0.68	0.61	0.82	0.83	0.69	0.70	0.68	0.68	0.64	0.75	0.61	0.59	0.65	0.69	0.69	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	Ca	1.00	1.01	1.01	1.02	1.00	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.02	0.99	1.01	0.96	1.00	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Tabla	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	N.a	Cl	N.a	0.00	N.a	Mg/Fetotal	2.43	1.69	5.30	5.43	2.43	2.69	2.36	2.40	2.04	3.26	1.56	1.57	2.27	2.16	2.64	Johannsenita	1.57	3.28	1.38	1.59	1.44	2.93	1.54	1.54	2.86	2.06	1.54	2.17	4.58	2.12	3.59	Diópsido	69.71	60.82	82.96	83.11	69.87	70.49	69.14	69.46	65.19	74.88	60.16	59.75	66.21	66.74	69.89	Hedenbergita	28.72	35.91	15.66	15.31	28.69	26.58	29.31	29.00	31.95	23.06	38.30	38.08	29.21	31.15	26.52																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
SiO ₂	52.75	52.47	53.47	53.31	53.53	53.59	53.30	52.69	52.37	53.86	51.86	52.63	52.79	53.30	53.16																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Al ₂ O ₃	0.19	0.26	0.14	0.13	0.19	0.13	0.22	0.27	0.23	0.08	0.36	0.33	0.21	0.43	0.18																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
FeO ^{*2}	8.90	11.32	4.93	4.88	9.09	8.46	9.24	8.98	9.86	7.49	12.31	11.89	9.05	10.28	8.31																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
MnO	0.48	1.02	0.43	0.50	0.45	0.92	0.48	0.47	0.87	0.66	0.49	0.67	1.40	0.69	1.11																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
MgO	12.12	10.76	14.66	14.87	12.42	12.59	12.23	12.07	11.29	13.65	10.85	10.47	11.51	12.36	12.29																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
CaO	24.60	24.85	25.37	25.66	24.96	25.34	24.91	24.90	24.83	25.45	25.08	24.24	24.92	23.99	24.91																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Na ₂ O	0.12	0.05	0.04	0.00	0.15	0.05	0.04	0.08	0.09	0.00	0.12	0.09	0.00	0.20	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
F	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.02	N.a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Cl	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	N.a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Total	99.17	100.75	99.04	99.37	100.80	101.12	100.43	99.46	99.54	101.28	101.08	100.32	99.90	101.29	99.97																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Cationes en base a 6 oxigenos																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
Si	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99	1.97	2.00	2.00	1.99	2.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Fe	0.28	0.36	0.15	0.15	0.28	0.26	0.29	0.28	0.31	0.23	0.39	0.38	0.29	0.32	0.26																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Mn	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Mg	0.68	0.61	0.82	0.83	0.69	0.70	0.68	0.68	0.64	0.75	0.61	0.59	0.65	0.69	0.69																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Ca	1.00	1.01	1.01	1.02	1.00	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.02	0.99	1.01	0.96	1.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Tabla	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	N.a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Cl	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.00	N.a																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Mg/Fetotal	2.43	1.69	5.30	5.43	2.43	2.69	2.36	2.40	2.04	3.26	1.56	1.57	2.27	2.16	2.64																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Johannsenita	1.57	3.28	1.38	1.59	1.44	2.93	1.54	1.54	2.86	2.06	1.54	2.17	4.58	2.12	3.59																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Diópsido	69.71	60.82	82.96	83.11	69.87	70.49	69.14	69.46	65.19	74.88	60.16	59.75	66.21	66.74	69.89																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Hedenbergita	28.72	35.91	15.66	15.31	28.69	26.58	29.31	29.00	31.95	23.06	38.30	38.08	29.21	31.15	26.52																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					

* Zonas: 1 piroxeno, 2 granate, 3 vesuvianita, 4 wollastonita, 5 anfíbol, 6 cuarzo-vesuvianita. ** Todo el hierro como FeO; N.a: no analizado.

donde el granate comprende entre el 40 % y el 50 % del volumen total de la roca; localmente su porcentaje alcanza hasta el 60 %. Esta zona ha sido caracterizada como la zona de granate (Fig. 2a). Consiste en rocas macizas y drúscas con textura granoblástica-poiquiloblástica y tamaño de los cristales grueso a mediano. Tanto la vesuvianita como la wollastonita acompañan al granate y aunque aparentemente estos minerales están en equilibrio, su formación parece haber continuado luego de granate. Algunos individuos están reemplazados por epidoto, cuarzo, calcita y clorita. A veces el cuarzo y el epidoto reemplazan algunas zonas de los cristales dejando otras intactas dando lugar a la textura en atolón. El granate es un constituyente menor en la zona de piroxeno. En este caso los cristales en cantidades que oscilan entre 5 y 30%, están diseminados junto con el piroxeno o en agregados granoblásticos dispuestos en bandas que alternan con otras leucocráticas de cuarzo y plagioclasa ($An_{36-30} Ab_{63-68}$; Tabla 4).

Zona de vesuvianita

Está en contacto con la zona de granate y con la pegmatita; contiene 60 % de vesuvianita (Figs. 2a y 2b). Macroscópicamente la vesuvianita es verde y forma agregados cristalinos de grano grueso que suelen rematar en formas idioblásticas en las cavidades drúscas. Algunos cristales contienen inclusiones de turmalina. Acompañan a vesuvianita granate, cuarzo y fluorita. Estos dos últimos minerales rellenan los espacios intercristalinos y las drusas. La vesuvianita y el granate están en contactos y no hay evidencias de reacciones entre ellos que indiquen desequilibrio químico durante su depositación, mas bien parecen reemplazar en forma selectiva inhomogeneidades composicionales del protolito. Algunos cristales están reemplazados por epidoto y clorita. La vesuvianita es un constituyente menor en las zonas de granate y de wollastonita.

Zona de cuarzo-vesuvianita

Es la zona más abundante del skarn. Está en contacto con las otras zonas y con la pegmatita. Contiene 70 % de cuarzo y 30% de vesuvianita (Fig. 2b). El cuarzo forma agregados masivos que incluyen cristales prismáticos verdes de vesuvianita.

Zona de la wollastonita

A pesar de que la wollastonita no es un mineral abundante en el skarn Copina, hay zonas de aproximadamente 0,5 m de espesor en las cuales este mineral constituye entre el 60 y el 90% del volumen total de la roca; estas zonas han sido definidas como la

zona de la wollastonita. La misma está en contacto y a veces intercalada en la zona de granate (Fig. 2b). Los cristales de wollastonita siempre incluyen piroxeno. Localmente venillas y cristales de calcita y cuarzo reemplazan a la wollastonita. También constituye un mineral subordinado en las zonas de granate y de vesuvianita en donde aparece en agregados fibrosos radiados y en fibras entrecruzadas.

Composición química de los minerales del skarn

Piroxeno

Los análisis representativos del piroxeno para todas las zonas del skarn Copina se presentan en la Tabla 1 y en la Fig. 3 donde se brinda un resumen de su composición. En líneas generales el piroxeno es rico en magnesio ($Hd_{15-38}; Jo_{0,5-5}$) y en todos los análisis realizados la relación Mg/Fe es mayor que 1. No presenta variaciones significativas en el porcentaje de hierro entre las distintas zonas del skarn o en distintos sectores del skarn. En cuanto al porcentaje de manganeso, los valores más altos están en el sector oriental del skarn, en contacto con la pegmatita ($Hd_{33}-Jo_5$) (Fig. 4a). La mayoría de los cristales analizados muestran zonación composicional poco marcada con un aumento en el contenido del hierro y del manganeso desde los núcleos ($Hd_{29}-Jo_{0,8}$) hacia los bordes de los individuos ($Hd_{33}-Jo_2$); otros cristales no muestran zonación composicional y dos individuos presentan una leve disminución del hierro en los bordes (Hd_{32}) con respecto a los núcleos (Hd_{30}) (Fig. 4b).

Granate

En la Tabla 2 se presentan los análisis químicos de los granates y en la Fig. 3 un resumen de sus composiciones. Todos los granates analizados contienen flúor en proporciones que oscilan entre 0,07 y 0,99% en peso sustituyendo al oxígeno. El cálculo de la fórmula mineral en granates con flúor a partir de los análisis químicos obtenidos con microsonda es problemático debido a la presencia de vacancias tetraédricas, a la incertidumbre en las proporciones relativas de Fe^{2+} y Fe^{3+} y a la posibilidad de coordinación tetraédrica del Al, del Fe^{3+} y del Ti. Pero la probabilidad de coordinación tetraédrica de estos cationes es muy baja en granates con OH formados a temperaturas bajas y en presencia de cuarzo. Dado que estas condiciones se cumplen en los granates de Copina, la fórmula fue normalizada para 5(X+Y) cationes, tal como proponen Valley *et al.* (1983). La presencia de granates de la serie grossularia-andradita con flúor ha sido recientemente señalado en otros skarns (Dobson 1982, Yun y Einaudi 1982, Valley *et al.* 1983)

Tabla 2: Composición química de los granates del skarn Copina.

Muestra #	7830.00	7830.00	7830.00	7830.00	7830.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7833.00	7834.00
Comentario	p1 I	p2 A	p3 fibroso	p4 I	p5 A	p1 I	p2 I	p3 A	p4 A	p5 I	p6 I	p7 A	p8 I	p9 A	p10 I	p11 I	p1 I	
*Zonas	3	3	3	3	3	núcleo	medio	medio	medio	medio	borde	borde	medio	borde	borde	borde	núcleo	
% peso																		
SiO ₂	38,54	37,87	37,54	38,21	37,59	38,53	38,62	38,59	38,43	37,63	37,81	38,89	38,56	38,38	37,56	37,63	38,16	
TiO ₂	0,04	0,10	0,02	0,17	0,17	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,02	0,05	0,01	0,16	0,10	0,07	0,26	
Al ₂ O ₃	18,49	17,46	16,82	12,20	16,59	18,85	17,92	19,22	19,45	19,30	18,75	18,18	17,94	18,14	17,71	22,65	18,80	
Fe ₂ O ₃	7,10	9,72	9,14	13,16	10,03	5,48	6,42	5,30	5,77	5,21	5,18	6,49	7,15	5,73	6,91	0,30	8,68	
MnO	1,54	4,45	1,09	1,79	4,62	2,70	1,55	2,55	2,61	2,78	1,79	0,83	1,44	2,03	0,32	7,17	7,44	
MgO	0,06	0,09	0,02	0,00	0,03	0,10	0,07	0,07	0,08	0,02	0,00	0,07	0,03	0,03	0,02	0,03	0,13	
CaO	35,13	31,19	35,73	34,59	29,99	33,66	34,71	34,36	34,45	34,81	34,96	35,03	34,50	34,99	36,68	31,52	26,81	
Na ₂ O	0,03	0,01	0,05	0,04	0,04	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
F ⁻	0,46	0,45	0,75	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0,43	0,68	N.a	N.a	N.a	N.a	0,77	0,99	N.a	
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
para F,Cl	0,20	0,19	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,42	0,00	
Total	101,20	101,16	100,85	100,17	99,06	99,37	99,32	100,09	101,06	100,22	98,52	99,54	99,63	99,48	99,78	99,94	100,28	
Número de cationes para 12 oxígenos																		
Si	2,93	2,92	2,87	3,02	2,96	2,98	2,99	2,96	2,92	2,89	2,95	3,00	2,98	2,97	2,90	2,87	2,95	
(OH,F)/4**	0,07	0,08	0,13						0,08	0,11					0,10	0,13		
Al	1,66	1,59	1,52	1,14	1,54	1,72	1,64	1,74	1,74	1,75	1,73	1,65	1,64	1,66	1,61	2,04	1,72	
Fe ³⁺	0,34	0,41	0,48	0,78	0,60	0,32	0,37	0,31	0,26	0,25	0,30	0,38	0,42	0,33	0,38	0,02	0,51	
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	
Fe ²⁺ ***	0,07	0,15	0,04						0,08	0,05					0,02	0,00		
Mg	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
Ca	2,87	2,57	2,93	2,93	2,53	2,79	2,88	2,83	2,81	2,87	2,93	2,89	2,86	2,91	3,04	2,58	2,22	
Mn	0,10	0,29	0,07	0,12	0,31	0,18	0,10	0,17	0,17	0,18	0,12	0,05	0,09	0,13	0,02	0,46	0,49	
OH****	0,16	0,22	0,33						0,20	0,27					0,20	0,27		
F	0,11	0,11	0,18						0,10	0,17					0,19	0,24		
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na				0,01	0,01	0,01	0,00	0,00										
Al/Fe _{total}	4,06	2,79	2,88	1,43	2,55	5,39	4,37	5,68	5,28	5,73	5,65	4,35	3,93	4,82	3,96	95,91	3,29	
Piralspita	3,35	9,06	2,31	3,97	9,43	6,06	3,57	5,57	5,60	5,86	3,82	2,00	3,11	4,49	0,75	15,12	14,68	
Grossularia	75,22	62,57	69,87	52,57	60,44	76,86	76,17	78,08	77,03	78,01	79,78	77,76	74,86	77,06	77,49	83,86	60,44	
Andradita	21,43	28,38	27,82	43,45	30,14	17,08	20,26	16,35	17,37	16,13	16,39	20,24	22,03	18,46	21,76	1,02	24,88	

Muestra #	7834.00	7839.00	7839.00	7840.00	7840.00	7843.00	7843.00	7843.00	7843.00	7843.00	7843.00	7843.00	7845.00	7846.00	7847.00	7847.00	7847.00	
Comentario	p2 A	p1 I	p2 I	p1 I	p2 I	p3 A	p1 A	p2 I	p3 I	p4 I	p5 I	p6 A	p1 I	p1 A	p1 A	p2 A	p3 I	
*Zonas	medio	núcleo	borde	núcleo	medio	borde	2	núcleo	borde	núcleo	medio	borde	2	2	2	2	2	
% peso																		
SiO ₂	38,19	39,35	38,84	38,51	38,42	37,13	39,24	39,17	38,74	38,84	38,65	38,87	38,56	39,04	39,44	39,07	39,09	
TiO ₂	0,01	0,24	0,87	0,66	0,48	0,12	0,30	0,59	0,77	0,49	1,20	0,72	0,94	0,64	0,66	1,29	0,86	
Al ₂ O ₃	18,53	19,71	18,55	17,69	17,36	12,74	20,14	18,81	18,83	18,55	17,99	18,88	18,05	19,27	19,14	18,55	18,78	
Fe ₂ O ₃	6,90	5,30	4,86	7,51	7,17	12,46	3,92	4,41	3,96	5,37	5,19	4,07	6,77	4,42	5,03	5,36	4,68	
MnO	1,16	0,45	0,73	0,85	0,94	0,67	0,41	0,31	0,28	0,27	0,32	0,27	0,21	0,36	0,49	0,54	0,56	
MgO	0,08	0,10	0,05	0,05	0,06	0,02	0,07	0,00	0,02	0,04	0,05	0,01	0,07	0,08	0,01	0,07	0,05	
CaO	35,16	36,39	36,10	35,53	35,12	35,52	37,11	36,45	37,27	35,97	36,20	36,86	36,02	36,16	36,51	36,09	36,35	
Na ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
F ⁻	0,52	0,28	N.a	0,46	N.a	N.a	0,07	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0,32	N.a	0,15	0,20	N.a	
Cl	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
para F,Cl	0,22	0,12	0,00	0,20	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,06	0,08	0,00	
Total	100,35	101,73	100,03	101,14	99,56	98,70	101,23	99,77	99,90	99,53	99,60	99,68	100,82	99,97	101,39	101,10	100,40	
Número de cationes para 12 oxígenos																		
Si	2,93	2,95	2,97	2,94	2,98	2,98	2,96	3,00	2,97	2,99	2,97	2,98	2,94	2,98	2,97	2,96	2,98	
(OH,F)/4**	0,07	0,05		0,06					0,04				0,06		0,03	0,04		
Al	1,67	1,74	1,67	1,59	1,59	1,20	1,79	1,70	1,70	1,68	1,63	1,71	1,62	1,73	1,70	1,66	1,69	
Fe ³⁺	0,33	0,24	0,28	0,37	0,42	0,75	0,19	0,25	0,23	0,31	0,30	0,23	0,32	0,25	0,26	0,27	0,27	
Ti	0,00	0,01	0,05	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,07	0,05	
Fe ²⁺ ***	0,07	0,06		0,06					0,03				0,06		0,02	0,03		
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	
Ca	2,89	2,93	2,96	2,90	2,92	3,05	3,00	2,99	3,06	2,96	2,99	3,03	2,94	2,96	2,95	2,93	2,97	
Mn	0,08	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	
OH****	0,17	0,12		0,15					0,16				0,17		0,07	0,12		
F	0,13	0,07		0,11					0,02				0,08		0,04	0,05		
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na					0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al/Fe _{total}	4,20	5,57	5,07	3,39	3,56	1,59	7,48	5,89	6,24	4,96	4,41	6,18	3,67	5,97	5,27	4,37	5,31	
Piralspita	2,66	1,27	1,76	1,94	2,22	1,56	1,11	0,67	0,69	0,72	0,89	0,63	0,69	1,06	1,06	1,40	1,39	
Grossularia	76,45	82,48	81,64	74,31	74,67	57,40	86,44	84,43	85,47	81,74	80,85	85,31	77,40	84,26	82,55	80,27	82,67	
Andradita	20,89	16,25	16,60	23,75	23,11	41,03	12,45											

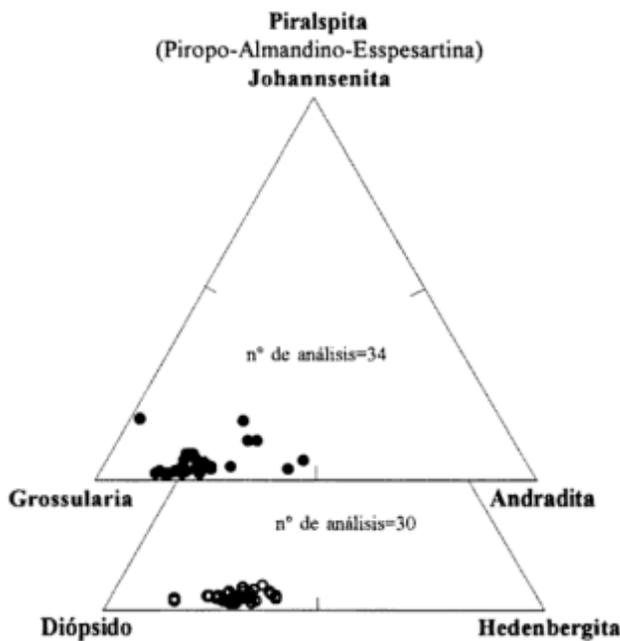


Figura 3: Diagramas triangulares que resumen las composiciones de los granates y piroxenos presentes en el skarn Copina.

y en otros ambientes geológicos (van Marcke de Lummen 1986, Flohr y Ross 1989, Manning y Bird 1990).

Los cristales de granate muestran mayor variación composicional que los piroxenos (Ad_{1-43} ; $Py_{0,5-15}$) y la relación Al/Fe es siempre mayor que uno. Según las relaciones texturales se distinguen dos generacio-

nes: la más antigua está representada por cristales gruesos, subhedrales e isótropos y es la más abundante. La segunda generación está en bandas y parches sobrecrecidos a la anterior, formando los bordes externos de los cristales y rellenando espacios intercrystalinos; siempre es anisótropa. Muchos cristales y bandas anisótropas muestran zonación óptica compleja.

En la Fig. 5a se muestran las distribuciones de andradita y esspesartina en los granates isótropos y anisótropos a lo largo del perfil Copina. Como puede apreciarse en este gráfico, la fracción molar de andradita en los granates isótropos no muestra variaciones significativas excepto en una muestra del sector oriental en la cual este valor es muy bajo (Ad_1). Para los granates anisótropos, la fracción molar de andradita es por lo general mayor en las muestras del borde oriental del perfil (hasta Ad_{43}). Tanto los granates isótropos como anisótropos que provienen del sector oriental del perfil presentan mayor contenido en Mn (hasta Esp_{15}) que las muestras del sector occidental (hasta Esp_3 ; Fig. 5a) pero los granates isótropos son siempre más ricos en manganeso (Fig. 5a).

Con respecto a la composición de los cristales individuales, en algunos cristales los bordes anisótropos son más andradíticos que los núcleos, en otros esta zonación composicional es inversa y finalmente hay individuos sin zonación composicional (Fig. 5b). En el caso del manganeso, si bien la zonación composicional es variable aún en individuos de una misma muestra (7833 y 7830, Tabla 2) esta zonación sólo fue observada en las muestras provenientes del sector oriental del perfil.

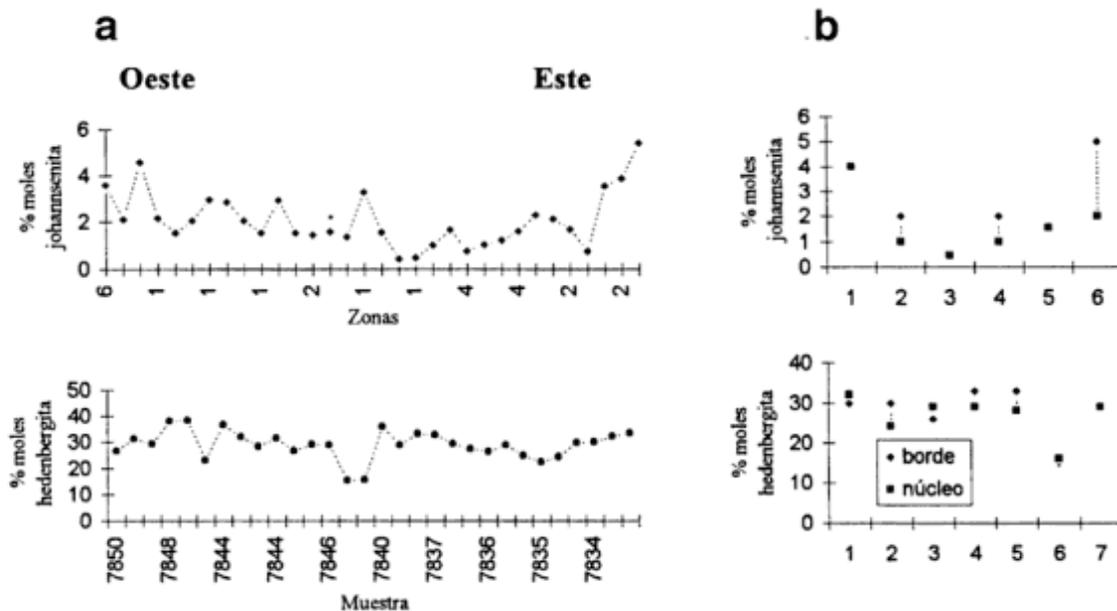


Figura 4: a. Variaciones en el contenido de Fe (hedenbergita) y Mn (johannsenita) en los piroxenos a lo largo del perfil del skarn. b. Zonación composicional en los cristales de piroxeno.

Vesuvianita

Todas las vesuvianitas son pobres en hierro y las muestras analizadas contienen entre 1 y 1,70 % en peso de flúor; carecen de boro, por lo que la normalización de la fórmula unidad ha sido efectuada en base a 50 cationes para X+Y+Z, donde X= Ca, Na; Y= Al, Mg, Fe³⁺, Fe²⁺, Ti, Mn; Z= Si (Groat y Hawthorne 1992), (Tabla 3). Al microscopio los cristales individuales muestran zonación del color de interferencia y composicional: las zonas verdes y grises oscuras contienen más hierro y menos magnesio que las zonas incolores o grises claras (Tabla 3). En la Tabla 4 figuran los análisis químicos representativos de otros minerales presentes en el skarn.

Estudio de las inclusiones fluidas

Se realizó el análisis de las inclusiones fluidas en muestras seleccionadas de cada zona del skarn para determinar las temperaturas y las composiciones de los fluidos hidrotermales que formaron los minerales. Para este estudio se confeccionaron secciones doblemente pulidas, generalmente entre 0,1 y 1 mm de espesor, de muestras provenientes de los afloramientos.

Estas muestras se prepararon de acuerdo a los procedimientos descritos por Meinert (1984). Los cambios de fases en las inclusiones fluidas durante los ensayos de calentamiento-enfriamiento fueron medidos con la platina de enfriamiento-calentamiento de flujo de gas adaptada del USGS, manufacturada por FLUID Inc. y calibrada con inclusiones fluidas sintéticas. La precisión del aparato a 374°C, 0,0 °C y a -56,6 °C fue de ± 1,2°C, 0,1°C y 0,4 °C, respectivamente.

Dos tipos de inclusiones ocurren en las muestras del skarn: las más comunes son las inclusiones acuosas salinas con 10 a 40 vol % de gas y sus tamaños oscilan entre 0,02 y 0,1 mm. Las inclusiones medidas homogeneizaron en fase líquida con el calentamiento. Las inclusiones gaseosas son menos comunes que las acuosas y contienen entre 60 y 100 volumen % de gas; son abundantes en cuarzo, aunque también se identificaron en cristales de vesuvianita, granate y calcita. Las inclusiones gaseosas miden entre 0,02 y 0,06 mm y con el calentamiento homogeneizaron en fase vapor. De acuerdo a los criterios de Roedder (1984) se identificaron inclusiones primarias y secundarias. Las inclusiones secundarias generalmente forman un arreglo lineal a lo largo de fracturas o líneas de clivajes.

Tabla 3: Composición química de las vesuvianitas del skarn Copina.

Muestra #	7830.p5	7830.p3	7831	7833.p7	7834	7834	7834	7835	7836.p4	7836	7836	7836	7839	7845.p7	7845	7845
Comentario	verde		oscura						clara		clara		incolora		clara incolora	
* Zonas	3	3	3	3	2	2	2	2	4	4	4	4	1	2	2	2
% peso																
SiO ₂	36.67	36.97	36.98	36.40	36.84	36.73	37.12	37.04	36.88	36.90	36.77	37.13	38.81	36.33	36.21	35.92
TiO ₂	0.30	1.95	0.31	1.79	1.63	0.07	0.56	0.94	0.41	1.03	1.51	0.55	0.63	2.06	2.12	1.86
Al ₂ O ₃	17.70	16.56	17.34	15.99	16.33	16.75	17.98	17.23	17.85	16.95	16.62	17.44	18.74	16.19	13.69	15.74
FeO	4.17	4.08	3.78	5.19	3.84	7.49	3.19	3.47	4.10	4.08	3.84	3.27	5.06	3.94	4.99	3.86
MnO	0.10	0.19	0.14	0.30	0.35	1.04	0.10	0.10	0.29	0.25	0.23	0.05	0.32	0.08	0.65	0.16
MgO	1.86	1.63	1.94	1.67	1.61	0.03	1.41	1.79	1.70	1.75	1.62	1.88	0.10	1.73	1.46	1.68
CaO	36.58	35.37	36.08	35.53	35.21	35.70	35.64	35.78	36.40	35.56	35.42	35.86	36.05	34.96	30.77	34.33
Na ₂ O	0.06	0.04	0.05	0.05	0.09	0.00	0.09	0.10	0.08	0.06	0.08	0.06	0.00	0.06	0.07	0.12
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
F	1.28	N.a	N.a	1.55	N.a	N.a	N.a	N.a	1.67	N.a	N.a	N.a	N.a	1.06	N.a	N.a
Cl	0.08	N.a	N.a	0.28	N.a	N.a	N.a	N.a	0.15	N.a	N.a	N.a	N.a	0.15	N.a	N.a
para F,Cl	0.56	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00
Total	98.24	96.79	96.62	98.04	95.90	97.82	96.10	96.46	98.79	96.58	96.10	96.24	99.71	96.09	89.97	93.68
50 Cationes (X+Y+Z)																
Si	18.72	19.21	19.23	18.72	19.32	19.28	19.30	19.25	18.68	19.22	19.24	19.31	19.53	18.93	20.21	19.29
Al	10.65	19.73	20.16	9.69	19.88	20.07	19.95	20.03	10.66	19.91	19.94	20.04	19.44	9.95	18.48	19.88
Ti	0.12	0.76	0.12	0.69	0.64	0.03	0.22	0.37	0.16	0.40	0.59	0.22	0.24	0.81	0.89	0.75
Fe	1.78	1.77	1.64	2.23	1.68	3.29	1.39	1.51	1.74	1.78	1.68	1.42	2.13	1.72	2.33	1.73
Mn	0.04	0.08	0.06	0.13	0.16	0.46	0.04	0.04	0.12	0.11	0.10	0.02	0.14	0.04	0.31	0.07
Mg	1.42	1.26	1.50	1.28	1.26	0.02	1.09	1.39	1.28	1.36	1.26	1.46	0.08	1.34	1.21	1.34
Na	0.06	0.04	0.05	0.05	0.09	0.00	0.09	0.10	0.08	0.06	0.08	0.06	0.00	0.06	0.08	0.12
Ca	20.01	19.69	20.11	19.58	19.79	20.07	19.86	19.93	19.75	19.85	19.86	19.98	19.44	19.52	18.40	19.75
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	2.07	N.a	N.a	2.52	N.a	N.a	N.a	N.a	2.68	N.a	N.a	N.a	N.a	1.75	N.a	N.a
Cl	0.07	N.a	N.a	0.24	N.a	N.a	N.a	N.a	0.13	N.a	N.a	N.a	N.a	0.13	N.a	N.a
X	20.07	19.73	20.16	19.63	19.88	20.07	19.95	20.03	19.83	19.91	19.94	20.04	19.44	19.58	18.48	19.88
Y	13.89	13.26	13.84	13.34	13.19	14.14	13.55	13.50	13.80	13.66	13.30	13.59	13.46	13.04	12.86	13.12
Z	18.72	19.21	19.23	18.72	19.32	19.28	19.30	19.25	18.68	19.22	19.24	19.31	19.53	18.93	20.21	19.29

*Zonas: 1 piroxeno; 2 granate; 3 vesuvianita; 4 wollastonita

Piroxeno

Todas las inclusiones analizadas son acuosas salinas y por lo general pequeñas (< 0,08 mm). Las morfologías de las cavidades varían desde regular a subregular y ocasionalmente son irregulares. En cada una de las muestras analizadas hay grupos de inclusiones fluidas dispuestos en distintos planos del mineral. Dentro de estos grupos las inclusiones no muestran disposición preferencial y las temperaturas de homogeneización son similares por lo que se consideran primarias y contemporáneas. En general, las salinidades más altas corresponden a las inclusiones que homogeneizaron a temperaturas más altas.

Las temperaturas medidas en las inclusiones acuosas salinas varían entre 330° y 385°C (Fig. 6). Las salinidades de los fluidos fueron estimadas usando la ecuación de Sterner *et al.* (1988). Las temperaturas de fusión del último cristal de hielo fueron de -1,7° a -15,9 °C. Estas temperaturas corresponden a un rango de salinidades comprendido entre 2, 8 y 19, 4 % eq. peso NaCl (Fig. 6). Junto con algunos datos

obtenidos en cuarzo, constituyen las salinidades más altas del skarn. Teniendo en cuenta que la temperatura del eutéctico para el sistema NaCl-H₂O es de -21,2°C las temperaturas obtenidas en piroxeno para la primera fusión del hielo indican la presencia de otras sales disueltas: en dos inclusiones estas temperaturas fueron de -23°C, dato que sugiere la presencia de KCl en el sistema H₂O-NaCl (Roedder 1984) y en otras dos inclusiones se determinaron valores de -36°C, sugiriendo la presencia de otros componentes, además de NaCl y KCl. Es probable que estos componentes correspondan a cloruros de calcio o magnesio (Roedder 1984), si bien las temperaturas de fusión del primer cristal de hielo pueden resultar de la fusión de fases metaestables y por lo tanto no son verdaderos indicadores de la composición de los fluidos (Davis *et al.* 1990; Cline y Bodnar 1994).

Granate

Las inclusiones fluidas son más abundantes que en piroxeno y el rango de temperaturas medido en

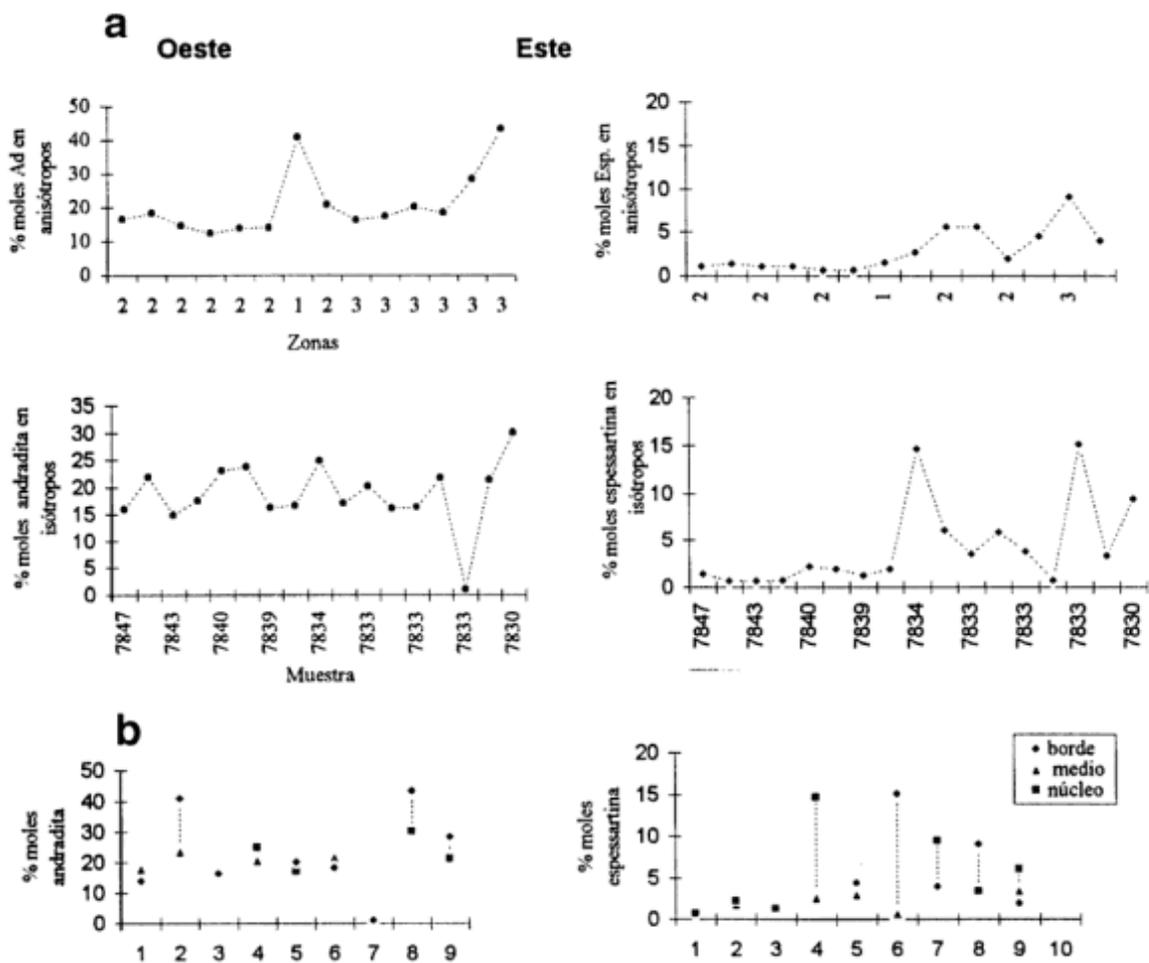


Figura 5: a. Diagrama que muestra los porcentajes de andradita y espessartina en granates isotropos y anisotropos a lo largo del perfil del skarn. b. Zonación composicional en cristales individuales de granate.

Tabla 4: Composición química de los minerales del grupo del epidoto, feldespatos, anfíboles, wollastonita y prehnita del skarn Copina.

Grupo del epidoto				Feldespatos								
Muestra #	7830.p7	7830.p6	7848.p2	Muestra #	7840	7840	7844	7844	7848	7849	7849	7849
*Zonas	3	3	2	*Zonas	1	1	1	1	2	5	5	5
SiO ₂	38.34	38.09	38.46	SiO ₂	58.78	58.45	59.57	59.9	67.7	56.99	55.07	56.96
TiO ₂	0.11	0.00	0.03	TiO ₂	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	25.84	23.36	28.34	Al ₂ O ₃	25.42	25.52	25.25	24.89	19.54	27.19	26.79	26.97
Fe ₂ O ₃	10.22	13.60	6.39	FeO**	0	0.06	0.01	0.03	0	0.07	0.02	0.04
MnO	0.31	0.01	0.09	MnO	0	0.02	0	0.06	0	0	0.02	0
MgO	0.09	0.01	0.01	MgO	0.03	0.03	0	0.01	0.01	0	0.02	0.02
CaO	23.87	23.88	24.29	CaO	7.27	7.55	6.67	6.5	0.24	9.11	9.23	9.32
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	Na ₂ O	7.41	7.36	7.88	8.12	11.97	6.67	6.53	6.6
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	K ₂ O	0.23	0.22	0.23	0.27	0.06	0.09	0.07	0.1
F	0.01	0.00	0.04	F	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.
Cl	0.00	0.00	0.00	Cl	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.	N.a.
corr.F,Cl	-0.00	0.00	-0.02	corr.Cl,F								
Total	98.79	98.95	97.64	Total	99.14	99.21	99.61	99.78	99.52	100.13	97.76	100.03
Cationes en base a 12,5 oxígenos				Cationes en base a 32 oxígenos								
Si	3.15	3.21	3.09	Si	10.59	10.54	10.67	10.71	11.91	10.22	10.14	10.23
Al	2.50	2.32	2.68	Al IV	5.4	5.42	5.33	5.25	4.05	5.75	5.81	5.71
Ti	0.00	0.00	0.00	Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.32	0.43	0.19	Fe	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0.01
Mn	0.02	0.00	0.00	Mn	0	0	0	0.01	0	0	0	0
Mg	0.01	0.00	0.00	Mg	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	Na	2.59	2.57	2.74	2.82	4.08	2.32	2.33	2.3
Ca	2.10	2.16	2.09	Ca	1.4	1.46	1.28	1.25	0.05	1.75	1.82	1.79
K	0.00	0.00	0.00	K	0.05	0.05	0.05	0.06	0.01	0.02	0.02	0.02
F	0.00	0.00	0.01									
Cl	0.00	0.00	0.00									
ps=100Fe+3/(Fe+3+Al)	11.21	15.67	6.71	Ab	64	63.03	67.25	68.29	98.58	56.7	55.92	55.86
Fe/FeAlMn	0.11	0.16	0.07	An	34.7	35.73	31.46	30.21	1.09	42.8	43.68	43.59
Al/FeAlMn	0.88	0.84	0.93	Or	1.31	1.24	1.29	1.49	0.33	0.5	0.39	0.56
Mn/FeAlMn	0.00	0.00	0.00									
Anfibol				Prehnita				Wollastonita				
Muestra	7849.p6	7849.p1	7849	Muestra#	7848.p3	7847.p3	Muestra #	7835.p3	7837.p2	7839.p1		
*Zonas	5	5	5	*Zonas	2	2	*Zonas	2	4	1		
SiO ₂	48.01	49.1	47.95	SiO ₂	43.03	42.83	SiO ₂	51.01	50.72	51.68		
TiO ₂	0.62	0.09	0.51	TiO ₂	0.11	0	TiO ₂	0.01	0	0		
Al ₂ O ₃	7.43	5.97	6.83	Al ₂ O ₃	24.49	20.72	Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.03		
FeO**	15.56	16.17	14.42	FeO**	0.37	6.05	FeO**	0.17	0.38	0.1		
MnO	0.51	0.56	0.52	MnO	0.05	0	MnO	0.26	0.23	0.25		
MgO	12.83	12.38	13.17	MgO	0	0.01	MgO	0.04	0.02	0		
CaO	12.31	12.58	12.53	CaO	27.26	26.67	CaO	48.73	48.69	48.76		
Na ₂ O	1.05	0.79	0.88	Na ₂ O	0.01	0.02	Na ₂ O	0	0.02	0.01		
K ₂ O	0.97	0.56	0.86	K ₂ O	0.02	0	K ₂ O	0.01	0	0		
F	0.47	0.32	N.a	F	0	0.08	F	0	0	0		
Cl	0.05	0.05	N.a	Cl	0.01	0	Cl	0	0	0		
corr.Cl,F	-0.21	-0.15	0	corr.Cl,F	0	-0.03	corr.Cl,F	0	0	0		
Total	99.6	98.42	97.67	Total	95.35	96.35	Total	100.25	100.09	100.83		
Cationes en base a 23 oxígenos				Cationes en base a 24 oxígenos				Cationes en base a 18 oxígenos				
Si	6.98	7.22	7.08	Si	6.49	6.59	Si	5.93	5.92	5.96		
AlIV	1.02	0.78	0.92	Al	4.35	3.76	Al	0	0	0		
AlVI	0.25	0.25	0.27	Ti	0.01	0	Ti	0	0	0		
Ti	0.07	0.01	0.06	Fe	0.05	0.78	Fe	0.02	0.04	0.01		
Fe	1.89	1.99	1.78	Mn	0.01	0	Mn	0.03	0.02	0.02		
Mn	0.06	0.07	0.07	Mg	0	0	Mg	0.01	0	0		
Mg	2.78	2.71	2.9	Na	0	0.01	Na	0	0	0		
Na	0.3	0.23	0.25	Ca	4.41	4.39	Ca	6.07	6.09	6.03		
Ca	1.92	1.98	1.98	K	0	0	K	0	0	0		
K	0.18	0.11	0.16	F	0	0.04	F	0	0	0		
F	0.22	0.15	0	Cl	0	0	Cl	0	0	0		
Cl	0.01	0.01	0									
Fe/Fe+Mg	0.4	0.42	0.38									
Mg/Fe+Mg	0.6	0.58	0.62									

*Zonas: 1 piroxeno, 2 granate, 3 vesubiana, 4 wollastonita, 5 anfíbol; ** todo el hierro como FeO. Todos los anfíboles corresponden a hornblenda magnésica (Leake, 1978)

ellas es más amplio. Las formas de las cavidades son variables: algunas son euhedrales y tubulares mientras que otras inclusiones son irregulares y sus tamaños varían entre 0,04 y 0,08 mm. Las temperaturas de homogeneización medidas en las inclusiones acuosas salinas oscilan entre 280° y 420°C (Fig. 6); las temperaturas más altas fueron medidas en muestras provenientes del sector oriental del skarn (muestras 7830-7834). Las temperaturas de fusión del último cristal de hielo fueron de -0,9° a -8,7°C, correspondiendo a un rango de salinidades de 1,5 a 12,5 % eq. peso NaCl (Fig. 6). Las temperaturas y las salinidades más bajas provienen de grupos de inclusiones secundarias.

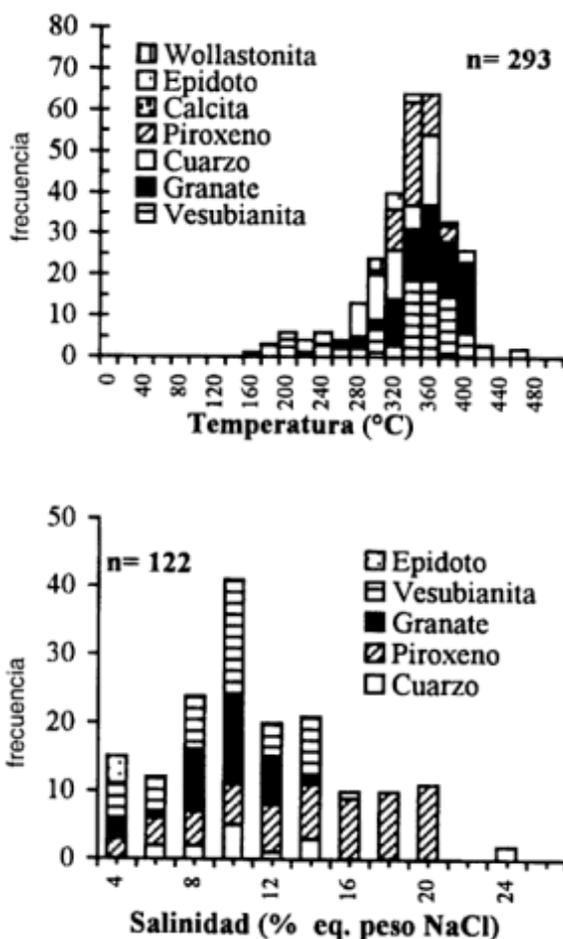


Figura 6: Histogramas que resumen las temperaturas de homogeneización y las salinidades estimadas para las inclusiones fluidas presentes en los minerales del skarn Copina.

En la muestra 7847 hay abundantes inclusiones ricas en gas asociadas a las inclusiones acuosas salinas. En un caso se obtuvo una temperatura de homogeneización en fase vapor de 365°C; este dato es similar al obtenido para grupo de inclusiones acuosas que

homogeneizaron a 360°C en fase líquida. Las temperaturas de fusión del primer cristal de hielo fueron de -23°, -24° y -27,8°C; esta última temperatura es similar al eutéctico para la fusión metaestable hielo-halita.

Vesubianita

Contiene inclusiones acuosas salinas e inclusiones gaseosas (entre 60 y 100% de gas) asociadas a ellas, siempre las primeras son más abundantes. Las cavidades presentan morfología regular (tubulares o cristales negativos) a irregulares. Se presentan agrupadas sin disposición preferencial en distintos planos de una misma muestra. Estos grupos de inclusiones tienen diferentes salinidades y temperaturas. Los rangos de temperaturas y las salinidades son mayores a los medidos en granate. Las temperaturas de fusión del último cristal de hielo fueron de -0,6° a -8,9°C correspondiendo salinidades de 1 a 12,7 % eq. peso NaCl (Fig. 6).

Las inclusiones ricas en gas homogeneizaron en fase gaseosa a 405°, 375°, 185° y 170°C. Excepto para un grupo de inclusiones (375°C_l, 375°C_v), para las temperaturas de homogeneización restantes no se obtuvieron pares similares en las acuosas salinas por lo que no se consideran evidencias conclusivas de ebullición. En algunas inclusiones las temperaturas de fusión del primer cristal de hielo (-23,2°C; -21,8°C) son cercanas a las temperaturas determinadas para los eutécticos H₂O-NaCl (-21,2°C; Roedder 1984) y H₂O-NaCl-KCl (-22,9°C; Hall *et al.* 1988) pero en otros casos, las temperaturas obtenidas (-35,5°; -29,2° y -32°C) señalan la presencia de otras sales disueltas en el fluido hidrotermal.

Cuarzo

En los cristales de cuarzo predominan la inclusiones con cavidades regulares, muchas de ellas presentan cristales negativos y por lo general la proporción de gas/líquido es variable. En los cristales del pegmatite (muestras 7840-7843-7847-7849) las inclusiones acuosas siempre están asociadas a inclusiones ricas en gas. Las temperaturas de homogeneización para las inclusiones acuosas oscilan entre 190° y 375°C y el rango de salinidades correspondiente a las temperaturas de fusión del último cristal de hielo (-1° a -2,8°C) es de 1,7 a 4,5 % eq. peso NaCl (Fig. 6). Dos inclusiones ricas en gas homogeneizaron en fase vapor a 375° y 405°C y en un caso se obtuvieron temperaturas de homogeneización en fase líquida y en fase vapor similares (375°C_l, 4,6 % NaCl; 375°C_v).

En los cristales de cuarzo de la zona cuarzo-vesubianita las inclusiones acuosas salinas también están asociadas a inclusiones ricas en gas. La mayoría de

las inclusiones analizadas presentan cavidades con morfología regular y están dispuestas en arreglos lineales a lo largo de fracturas selladas por lo que han sido consideradas secundarias. Las inclusiones acuosas salinas homogeneizaron entre los 210° y 420°C y sus salinidades oscilan entre 5,6 y 22,4 % eq. peso NaCl (Fig. 6). Dos inclusiones ricas en gas homogeneizaron a 380° y 405°C. La mayoría de las temperaturas de fusión del primer cristal de hielo fueron de -23°C y en un caso se obtuvo un valor de -37,6°C que no pudo reproducirse, pero que es similar al dato obtenido en vesubianita en la misma muestra (-35,6°C).

Wollastonita-Epidoto-Calcita

Las inclusiones en wollastonita son escasas, muy pequeñas y poco visibles debido al hábito y las características ópticas del mineral. Se midieron temperaturas comprendidas entre 290° y 300°C; en un sólo caso se obtuvo una temperatura de homogeneización de 355°C (Fig. 6). No hay datos de salinidades para estas inclusiones.

En epidoto las inclusiones son pequeñas y las cavidades presentan morfología subregular. Todas las inclusiones medidas son acuosas salinas y de acuerdo a su disposición han sido consideradas primarias. Las temperaturas de homogeneización obtenidas varían entre 335° y 350°C y las salinidades correspondientes a las temperaturas de fusión del último cristal de hielo (-1,9° y -2,4°C) son de 3,1 y 3,9 % eq. peso NaCl, respectivamente (Fig. 6).

En calcita las inclusiones acuosas salinas son pequeñas, generalmente presentan morfología regular y están asociadas a inclusiones ricas en gas. Para las inclusiones acuosas se midieron temperaturas de homogeneización de 280°, 315° y 395°C (Fig. 6). Debido al tamaño reducido de estas inclusiones no se pudo observar la temperatura de fusión del hielo.

Consideraciones sobre la presión

Tanto en cuarzo como en vesubianita hay grupos de inclusiones espacialmente asociadas y cogenéticas que homogeneizaron ya sea en fase líquida o vapor a la misma temperatura y pueden ser consideradas como evidencias de ebullición. Por ejemplo, en cuarzo la ebullición tuvo lugar a 375°-380°C con salinidades de los fluidos estimadas entre 4,55 y 8,10% eq. peso NaCl correspondiendo presiones de vapor de 250 bares (Sourirajan y Kennedy 1962). Presiones similares se obtuvieron en vesubianita donde la ebullición tuvo lugar a 375°-380°C y las salinidades obtenidas para los fluidos varían entre 7 y 10% eq. peso NaCl. Asumiendo condiciones exclusivamente hidrostáticas estas presiones corresponderían a profundidades de

2,5 km. Para condiciones no-hidrostáticas, esta profundidad correspondería a presiones litostáticas de 675 bares, considerada como la máxima presión para el sistema hidrotermal del skarn Copina.

Discusión

Edad. Las metamorfitas que rodean al skarn presentan grano fino a mediano, textura esquistosa y sus minerales no están zonados, factores que señalan su equilibrio bajo las condiciones del metamorfismo regional que afectó a las rocas del basamento en el Precámbrico (1400 a 700 Ma, Linares y Cordani 1976; Linares y Latorre 1978). En contraste, el skarn presenta minerales de grano grueso y zonación composicional por lo que su formación es claramente posterior al metamorfismo regional. La presencia invariable del skarn Copina y otros cuerpos menores en contacto con cuerpos de composición granítica, la abundancia de cuarzo y flúor en las facies del skarn y las presiones estimadas para su formación (< 700 bares), parecen estar relacionadas a la interacción entre los fluidos hidrotermales derivados de las rocas ígneas y de las rocas metamórficas. Además, la intrusión del batolito de Achala desarrolló efectos de metamorfismo de contacto en las rocas del basamento en facies de anfibolitas (formación de cordierita-sillimanita-andalucita en los esquistos - Gordillo 1973, Gordillo y Lencinas 1979); este hecho señala que las temperaturas de las rocas de caja eran inferiores a la temperatura alcanzada durante el pico del metamorfismo regional. Es decir que los skarns son contemporáneos con las pegmatitas. Estas pegmatitas están vinculadas genéticamente con el batolito de Achala, por lo tanto el skarn Copina y otros cuerpos metasomáticos podrían haberse originado contemporáneamente con éste, en el Devónico tardío (U/Pb 368 ± 2Ma) según Dorais *et al.* (en prensa) o en el Carbonífero temprano (K/Ar 333 ± 33 Ma) según Rapela *et al.* (1991). La compleja historia intrusiva y de diferenciaciones del batolito de Achala, compuesto de varias series y múltiples facies, requiere realizar nuevos trabajos de campo y dataciones isotópicas para conocer inequívocamente las edades absolutas de los derivados pegmatíticos e hidrotermales. Esta asignación transitiva de edad a las pegmatitas, también aceptable para los skarns genéticamente vinculados, asume que los granitos progenitores pertenecen a la facies B de Lira (1985), integrante de la Serie Achala de Demange *et al.* (1993).

Mecanismos de formación del skarn.

Los elementos requeridos para formar los silicatos del skarn pudieron haber sido provistos por las rocas del basamento metamórfico. Las relaciones Al/Fe > 1

en el granate, $Mg/Fe > 1$ en el piroxeno, la ausencia de componentes exóticos tales como W, Be, Sn, B y Mo a lo largo del skarn y la escasez de hierro en vesubianita son similares a las presentes en los skarns bimetasmáticos (Vidale 1969, Zharikov 1970, Newberry 1982, Kwak 1987) o en los skarns de reacción (Meinert 1992) resultantes del metamorfismo del protolito con la difusión de componentes químicos entre las rocas adyacentes a escala pequeña. Si bien este mecanismo pudo haber desempeñado un rol importante en la formación del skarn, hay evidencias de la infiltración e interacción de fluidos hidrotermales, derivados de una fuente ígnea, con el basamento: (1) la invariable presencia en el área de skarns en contacto con cuerpos pegmatíticos. En ausencia de pegmatitas, no se observaron skarns en el contacto entre esquistos-anfibolitas-mármoles; (2) no hay evidencias de alteración o lixiviación de elementos en las rocas de caja que encierran los skarns; (3) la concentración de las zonas de piroxeno y de anfíbol hacia la pegmatita es sugestiva de la interacción entre los fluidos hidrotermales, las rocas metamórficas y las rocas más silíceas durante los primeros estadios de la formación del skarn (Meinert com. pers.; Steven y Moore 1993); (4) la abundancia de cuarzo y la presencia de flúor en varias facies del skarn indican el aporte de Si y F desde una fuente externa al basamento; (5) la incursión reiterada de fluidos hidrotermales está registrada en los numerosos planos de inclusiones fluidas presentes en cuarzo y en vesubianita. Se deja de lado la difusión metasomática ya que este proceso por sí mismo no puede explicar el espesor y el tamaño del skarn (Korzhinskii 1965).

El carácter local del skarn Copina y de las concentraciones silicáticas del área, las zonas minerales del skarn y la composición total de las rocas de cada zona indican que el basamento reaccionó con los fluidos hidrotermales derivados de las pegmatitas para formar el skarn. La zonación composicional y la ubicación de las zonas del skarn parecen haber sido el resultado de las siguientes variables: (1) la relación fluido/roca; (2) las variaciones en la actividad de los iones liberados del basamento en descomposición con respecto a la actividad de los elementos introducidos por los fluidos hidrotermales, como sílice y flúor y (3) la temperatura. El skarn presenta un control químico importante del basamento metamórfico. Por ejemplo, la actividad del Mg, del Fe y del Ca derivados de la descomposición de la biotita y anfíbol en los esquistos y anfíbolitas, y de la calcita en el mármol parecen haber controlado la ubicación de las zonas piroxeno-granate-vesubianita y de la wollastonita. Las evidencias a favor de esta hipótesis están en otros skarns del área en donde la ausencia de la zona de wollastonita pone de manifiesto la falta de bancos calcáreos en el protolito. Una vez que todos los minerales reaccionaron y se formaron los silicatos del skarn, el

pasaje de los fluidos a través de la roca de caja se vio impedido por la formación del skarn; la composición del fluido hidrotermal parece haber sido el principal factor que controló la composición de los nuevos minerales con la consiguiente precipitación de abundante cuarzo y fluorita en los espacios intercristalinos y en drusas.

Si bien el skarn Copina está ubicado próximo a un cuerpo granítico de mayores dimensiones (batolito de Achala, 2500 km²), la extensión del skarn, las bajas concentraciones salinas en los fluidos hidrotermales, la falta de variaciones composicionales marcadas dentro de un mismo mineral, la ausencia de silicatos enriquecidos en hierro y la ausencia tanto de metales como de alteración retrógrada intensa con biotita u hornblenda, parecen ser el resultado de la introducción de fluidos hidrotermales derivados mas bien de los cuerpos pegmatíticos pequeños y estériles que de una fuente ígnea mayor. Estas características diferencian a Copina y a los skarns del área, de los depósitos en skarns asociados a granitoides calcoalcalinos cuyas facies minerales están enriquecidas en Fe, Mn y presentan abundante alteración retrógrada con concentraciones económicas de metales y elementos exóticos que señalan la transferencia metasomática a gran escala de elementos químicos desde el intrusivo hacia el protolito.

Condiciones de formación del skarn

Los estudios de las inclusiones fluidas indican que tanto el piroxeno como el granate, la vesubianita, la wollastonita, el epidoto y el cuarzo se formaron a

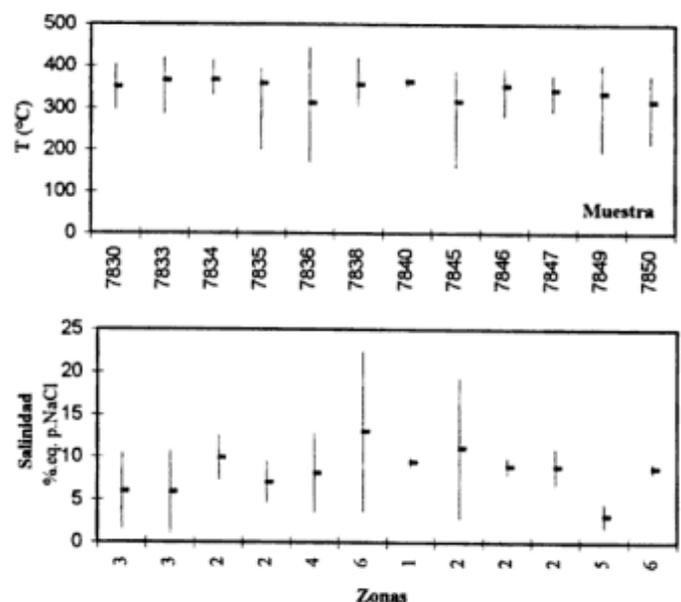


Figura 7: Temperaturas de homogeneización y salinidades a lo largo del perfil Copina. Se indican rangos y promedios para cada muestra.

temperaturas moderadas a bajas (420°-140°C); los valores menores de 300°C corresponden a inclusiones en cuarzo y vesuvianita, algunas consideradas secundarias. Estas temperaturas coinciden con las observaciones texturales e indican que la vesuvianita continuó depositándose luego del granate, como así también el cuarzo y la fluorita, en los espacios intercrystalinos y en drusas. Los escasos registros de temperaturas medidos en epidoto (335°-350°C) son menores a las temperaturas obtenidas en granate de la misma muestra (365°-405°C), confirmando de esta manera los datos texturales que señalan al epidoto como facies retrógrada del granate. En cuanto a las concentraciones salinas, la dispersión de los datos (1-23 % NaCl) para un mismo intervalo de temperaturas ocurre en todos los silicatos analizados. Es probable que esta dispersión represente mezclas de fluidos de diferentes orígenes. Los gradientes de temperaturas calculados a lo largo del perfil disminuyen a medida que las zonas minerales se alejan del pegmatóide, en tanto que el porcentaje de sales en los fluidos hidrotermales es mayor en las zonas minerales más distales al pegmatóide (Fig. 7). Finalmente, las temperaturas similares obtenidas en cada facies mineral son evidencia directa de la formación simultánea de las distintas zonas del skarn.

Las presiones de formación del skarn Copina (< 700 bares), ponen de manifiesto una diferencia fundamental entre este tipo de manifestaciones metasomáticas y los skarns portadores de wolframio. Newberry y Swanson (1986) señalan que las altas presiones de cristalización de las rocas graníticas (>1 kb) constituyen un requisito crítico en la generación de fluidos magmáticos ricos en wolframio debido a que estos granitos exsuelven agua en una etapa tardía de su historia de cristalización, permitiendo de este modo concentrar todo el wolframio en el fluido magmático residual.

Conclusiones

El skarn descripto en este trabajo ilustra un ambiente geológico específico: su mineralogía distintiva es fuertemente dependiente de la composición local y geometría tanto de la pegmatita como del protolito metamórfico heterogéneo. Si bien las rocas metamórficas ejercieron un control preponderante en la mineralogía y distribución de las facies progradantes de este skarn, la contribución de una fuente ígnea se manifiesta en la presencia de abundante cuarzo y flúor en muchos minerales y en todas las etapas de su formación. La composición de los minerales y los datos obtenidos de las inclusiones fluidas del skarn Copina forman las bases de un modelo general de formación para este tipo de skarns de los cuales existen

varios ejemplos localizados en el basamento cristalino de Córdoba.

La composición de los silicatos (Al/Fe >1 en granate (Ad₁₋₄₃; Py_{0,5-15}); Mg/Fe >1 en piroxeno (Hd₁₅₋₃₈; Jo_{0,5-5}); vesuvianita pobre en Fe), la ausencia de metales, las temperaturas de formación (420-300°C; 300-140°C), la composición de los fluidos (1-23% eq. peso NaCl; probablemente con otras sales disueltas) y las profundidades de formación estimadas para el skarn Copina (2,5 km) son características de un modelo de skarns pobres en hierro, estériles en elementos exóticos y genéticamente vinculados a cuerpos pegmatíticos pequeños y escasos en volátiles.

Agradecimientos

Los estudios analíticos fueron subsidiados por la Universidad del Estado de Washington, (U.S.A.) y CONICET a través de una beca externa otorgada a uno de los autores. Los autores del trabajo expresan su reconocimiento a los geólogos V.A. Martínez, E.B. Martínez y M. Negrelli por su colaboración en las tareas de cartografía y muestreo; al geólogo Scott Cornelius por su asistencia en la preparación de las muestras y determinación de la composición química de los minerales con microsonda electrónica. Un reconocimiento especial al doctor Larry Meinert por sus valiosas sugerencias y guía en el estudio de los skarns.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beder, R., 1922. Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrocarburos, Boletín 33b.
- Caffe, P., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, departamentos Punilla y Cruz del Eje, Córdoba. Trabajo Final Departamento de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, 155 p. (inédito).
- Cline, J. S. y Bodnar, R. J., 1994. Direct evolution of Brine from a Crystallizing Silicic Melt at the Questa, New Mexico, Molybdenum Deposit. *Economic Geology*, 89: 780-1802.
- Davis, D.W., Lowenstein, T. K., y Spencer, R. J., 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 591-601.
- Demange, M., Alvarez, J.O., López, L. y Zarco, J.J., 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el batolito de Achala (Córdoba, Argentina). *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 23-29.
- Dobson, D. C., 1982. Geology and alteration of Lost River tungsten-deposit, Alaska. *Economic Geology*, 77: 1033-1052.
- Dorais, M. J., Lira, R., Chen Y. y Tingey, D., (en prensa). Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala Batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.

- Flohr M. J. K. y Ross, M. 1989. Alkaline igneous rocks of Magnet Cove, Arkansas: Metasomatized ijolite xenoliths from Diamond Ja quarry. *American Mineralogist*, 74: 113-131.
- Giraudó, G., 1990. Estudio Geológico del skarn Cerro Piedra Relumbrosa, La Calera, departamento Colón, provincia de Córdoba. Trabajo Final Carrera de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Córdoba, 50 p. (inédito).
- Groat, L. A. y Hawthorne, F. C., 1992. The chemistry of vesuvianite. *The Canadian Mineralogist*, 30: 19-48.
- Gordillo, C.E., 1965. Variaciones químico-mineralógicas en el contacto de una aplita con mármol dolomítico. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 44 (1): 53-60.
- 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.
- Gordillo, C. E., 1973. Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 1:141-152.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. E., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Hall, D. L., Sterner, S. M. y Bodnar, R. J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83: 197-202.
- Kwak, T. A. P. 1987. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids: Developments in *Economic Geology*, 24, 451p. Elsevier, Amsterdam.
- Korzinskii, D. S., 1965. The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation. *American Journal of Sciences*, 263: 1787-1816.
- Linares, E. y Latorre C., 1978. Geocronología K/Ar de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 1: 787-794 .
- Linares, E. y Cordani U. G., 1976. Edades K/Ar de anfibolitas de la provincia de Córdoba, República Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1: 501-509.
- Lira, R. 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogénicos. Sector septentrional del batolito de Achala, provincia de Córdoba, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 241 p. (inédito).
- Lira R. y Kirschbaum A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay S.M. y Rapela C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper, 241: 67-76.
- Manning C. E. y Bird, D.K., 1990. Fluorine garnets from the host rocks of the Skaergaard intrusion: Implications for metamorphic fluid composition. *American Mineralogist*, 75: 859-873.
- Meinert, L., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada: *Economic Geology*, 79: 869-882.
- Meinert, L., 1992. Skarn and skarn Deposits. *Geoscience Canada*, 19: 145-162.
- Newberry, R. J., 1982. Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. *Economic Geology*, 77: 823-844.
- Newberry, R. J. y Swanson, S.E., 1986. Scheelite skarn granitoids: an evaluation of the roles of magmatic source and process. *Ore Geology Reviews*, 1: 57-81.
- Rapela C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313-330.
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay S.M. y Rapela C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo, E.G.A., 1991. Facies Intrusivas de edad Carbonífera en el batolito de Achala: Evidencias de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno*: pp.41-43.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- 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., (inédito).
- Sourirajan, S. y Kennedy, G., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures: *American Journal of Science*, 260: 115-141.
- Steven, N.M. y Moore, J.M., 1993. Pan-African Tungsten Skarn Mineralization at the Otjua Prospect, Central Namibia. *Economic Geology*, 89: 1431-1453.
- Sterner, S.M., Hall, D.L. y Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 989-1005
- Vazquez, A., 1985. Mineralogía y petrología de rocas en skarn ubicadas al SE de Cumbres de Gaspar, dpto. Cruz del Eje, provincia de Córdoba. Trabajo Final Escuela de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, 56 p., (inédito).
- Valley J.W., Essene A.J. y Peacor, D.R., 1983. Fluorine-bearing garnets in Adirondack calc-silicates. *American Mineralogist*, 68: 444-448.
- van Marke de Lummen, G., 1986. Fluor-bearing hydro-andradite from an altered basalt in the Land's End area, SW England. *Bulletin de Minéralogie*, 109: 613-616.
- Vidale, R., 1969. Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. *American Journal of Science*, 267: 857-874.
- Yun, S. y Einaudi, M. T., 1982. Zinc-lead skarns of the Yeonhwa-Ulchin distric, South Korea. *Economic Geology*, 77: 1013-1032.
- Zharikov, V.A., 1970. Skarns: *International Geology Review*, 12: 541-559.

Recibido: 11 de abril, 1997

Aceptado: 14 de abril, 1998

Algunos Gastropoda de la Formación Río del Peñón (Carbonífero Superior - Pérmico Inferior), Provincia de La Rioja, Argentina

Gabriela A. CISTERNA¹ y Nora SABATTINI²

¹ Fundación Miguel Lillo, Instituto de Paleontología, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina.

² Departamento Científico Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata, 1900 La Plata, Argentina.
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT: *Gastropoda from Río del Peñón Formation (Late Carboniferous-Lower Permian), La Rioja Province, Argentina.* Gastropoda from the Upper Palaeozoic Río del Peñón Formation of La Rioja province are described. Four species are recognized: *Knightites (Cymatospira) cf. montfortianus* (Norwood y Pratten), "*Peruvispira*" sp., *Barrealispira* sp. aff. *B. tupensis* Sabattini Ottone y Azcuy and *Donaldina?* sp. They are comparable with others species from the Lower Permian of South América and suggest assignment to the *Tivertonia-Streptorhynchus* Zone.

Introducción

La presente contribución tiene por objeto dar a conocer nuevo material fósil correspondiente a Gastropoda, recientemente coleccionado en la Formación Río del Peñón (Cuenca del Río Blanco, precordillera riojana), cuyo contenido faunístico es escasamente conocido hasta el momento. En tal sentido, pueden citarse los trabajos de Leanza (1948) y Lech y Aceñolaza (1987).

Se describen *Knightites (Cymatospira) cf. montfortianus* (Norwood y Pratten), "*Peruvispira*" sp., *Barrealispira* sp. aff. *B. tupensis* Sabattini, Ottone y Azcuy y se da a conocer *Donaldina?* sp. El material procede fundamentalmente de nuevos niveles identificados en las secciones inferior y media de la Formación Río del Peñón, donde aparece asociado a un conjunto de braquiópodos, algunos de los cuales integran la Biozona de *Tivertonia-Streptorhynchus* (Sabattini *et al.* 1990), mientras que otros, ubicados inmediatamente por encima de esta biozona, conformarían una nueva asociación ligeramente más joven (Cisterna y Simanaukas en prensa).

El material descrito corresponde a colecciones realizadas por uno de los autores (G. C.), depositado en el Instituto de Paleontología de la Fundación Miguel Lillo (IPI) y por la Comisión Geológica número 3 de YPF, depositado en la División Paleozoología de Invertebrados del Museo de la Plata (MLP).

Marco geológico y distribución de la fauna en el perfil de la Formación Río del Peñón

La Formación Río del Peñón (Borrello 1955; *nom. subst.* González y Bossi 1986) conforma el sinclinal del Rincón Blanco, situado aproximadamente 35 Km al oeste de la localidad de Jagüé, en la provincia de La Rioja (Fig 1).

Si bien esta unidad también aflora en la región conocida como Agua de Carlos (aproximadamente 20 km al sureste de Río del Peñón), es en el sinclinal del Rincón Blanco donde sus afloramientos son continuos y están claramente expuestas las relaciones estratigráficas con otras unidades, constituyendo así la localidad tipo.

Esta secuencia estratigráfica de aproximadamente 1200 m de espesor, se dispone en forma normal, mediante un conglomerado basal, sobre el complejo volcánico-sedimentario de la Formación Punta del Agua (Aceñolaza *et al.* 1971) y su techo se encuentra erosionado.

La sección inferior se caracteriza por el predominio de facies conglomerádicas y facies arenosas de tonalidades amarillentas. Asimismo, se han reconocido facies de pelitas laminadas con abundantes restos vegetales, en algunos casos con troncos en posición de vida, correspondientes a la fitozona NBG (*Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum*). Inmediatamente por encima y por debajo de estos

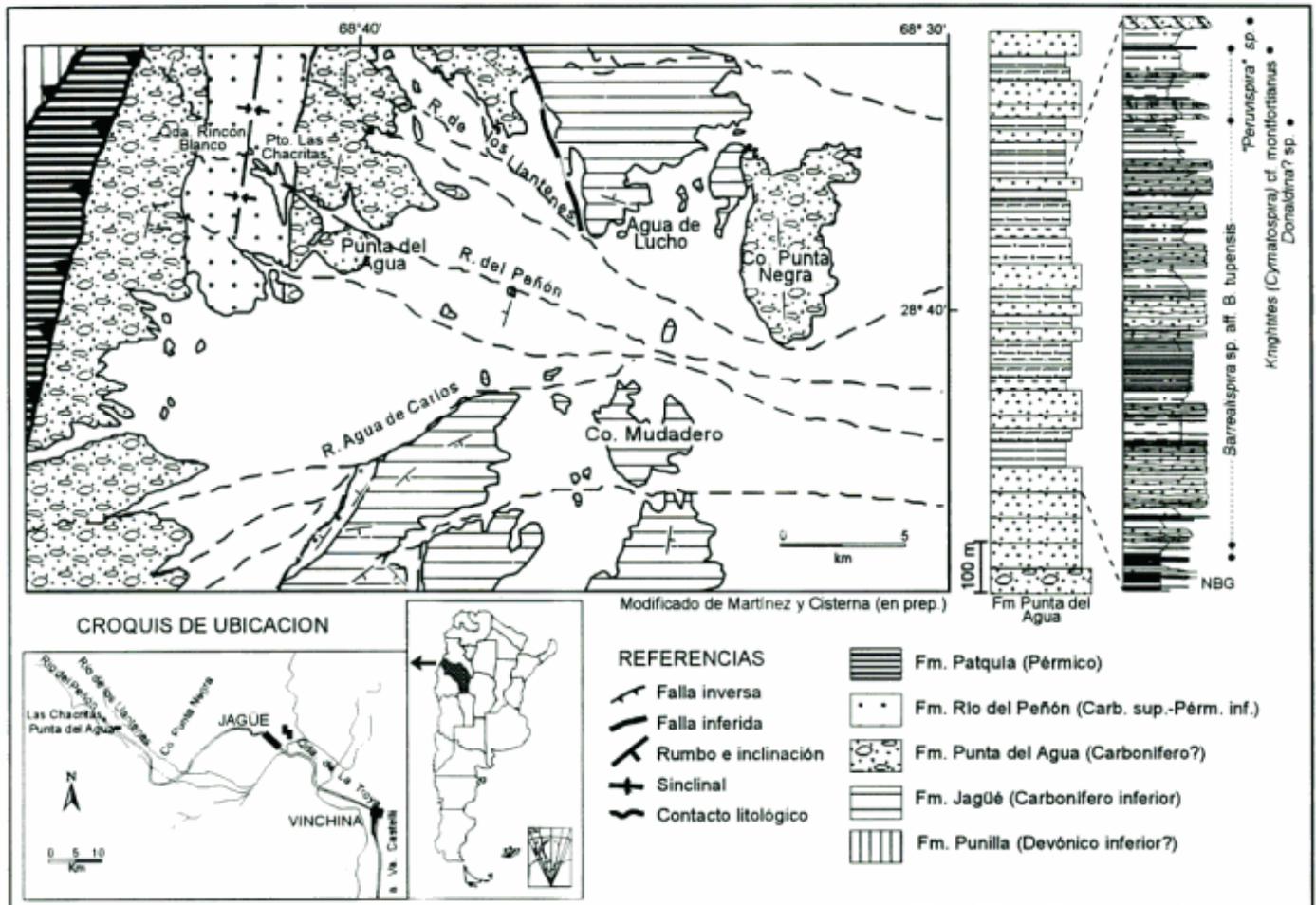


Figura 1: Mapa de Ubicación y distribución vertical de la fauna de gastrópodos en el perfil de la Formación Río del Peñón.

niveles con flora fósil se ubican los primeros niveles con invertebrados marinos. El inferior, contiene restos mal preservados de braquiópodos inarticulados, mientras que los niveles situados por encima de la asociación NBG, presentan una fauna diversa de invertebrados marinos (braquiópodos, gastrópodos y bivalvos), con características de retransporte.

En la sección media predominan facies de areniscas y pelitas finamente estratificadas, facies de areniscas macizas con capas de coquinas y facies de pelitas macizas con invertebrados marinos donde se han identificados algunas niveles con paleocomunidades. De esta manera, la sección media concentra a lo largo de todo su espesor el mayor número de niveles fosilíferos identificados. De ellos, los inferiores sólo contienen braquiópodos inarticulados, en cambio, los niveles ubicados en la mitad superior del tramo medio exhiben una rica fauna constituida fundamentalmente por braquiópodos, bivalvos, gastrópodos y ostrácodos. De estos últimos niveles procede la mayor parte del material que se describe a continuación (Fig 1).

La sección superior del perfil, se diferencia claramente del resto de la secuencia por la presencia de facies de lutitas negras laminadas, carentes de invertebrados, donde sólo se han registrado restos de peces fosfatizados (escamas y coprolitos).

Descripciones sistemáticas

Clase Gastropoda
 Superfamilia Bellerophontoidea M'Coy
 Familia Bellerophontidae M'Coy
 Subfamilia Knightitinae Knight
 Género *Knightites* Moore 1941

Especie tipo: *Knightites multicornutus* Moore, 1941, del Pennsylvaniano superior de Estados Unidos, por designación original.

Distribución estratigráfica: Devónico-Permiano medio.

Distribución geográfica: América del Norte, América del Sur, Europa, Norte de Africa y Asia.

Subgénero *Knightites* (*Cymatospira*) Knight, 1942

Especie tipo: *Bellerophon montfortianus* Norwood y Pratten, 1855, del Pennsylvaniano superior de Indiana, Estados Unidos.

Knightites (*Cymatospira*) cf. *montfortianus*
(Norwood y Pratten)
Fig. 2, 8

Distribución estratigráfica: Mississippiano inferior? Mississippiano superior-Pérmico.

Sinonimia (sólo se incluyen las especies incorporadas a la sinonimia con posterioridad a 1964; para una sinonimia más completa ver Yochelson y Saunders 1967).

1964. *Knightites* (*Cymatospira*) *montfortianus* (Norwood y Pratten), Sturgeon: 201, lám. 31, figs. 1-3.
1966. *Cymatospira montfortianus* (Norwood y Pratten), Masutomi y Hamada, lám. 26, fig. 5.
1967. *Knightites* (*Cymatospira*) *montfortianus* (Norwood y Pratten), Yochelson y Saunders: 111-112.
1973. *Knightites* (*Cymatospira*) sp., Manceñido: 28-29, lám. 12, fig. 1.
1973. *Knightites* (*Cymatospira*) *montfortianus* (Norwood y Pratten), Manceñido y Sabattini: 327-330, lám. 1, figs. 1-5.
1979. *Knightites* (*Cymatospira*) *montfortianus* (Norwood y Pratten), Amos: 115, figs. a-b.
1993. *Knightites* (*Cymatospira*) *montfortianus* (Norwood y Pratten), Sabattini, lám. 1, fig. 12.

Localidad y repositorio: Río del Peñón, sinclinal del Rincón Blanco (MLP 23462)

Posición estratigráfica: Sección media de la Formación Río del Peñón.

Preservación: Conchilla reemplazada.

Descripción: Conchilla globosa, involuta, de tamaño mediano. De la ornamentación colabral sólo son visibles las fuertes ondulaciones transversales en forma de arcos convexos hacia la abertura, mientras que la ornamentación espiral sólo se aprecia en la selenizona. Las vueltas interiores están preservadas y permiten observar un rápido incremento en el tamaño de las mismas. No se advierten los caracteres aperturales.

Dimensiones (en mm): Largo: 18; Ancho: 21,6; Ancho de la selenizona: 1,3. Estas medidas son aproximadas pues el ejemplar es incompleto y se halla deformado.

Observaciones: Los ejemplares estudiados no

presentan diferencias, en sus características morfológicas, con los descritos anteriormente, por Manceñido y Sabattini (1973) procedentes de la Formación Del Salto (San Juan) y otros autores (ver sinonimia) de material perteneciente a otras regiones. Manceñido y Sabattini (1973) especifican que en su material todas las características morfológicas coinciden con las brindadas por otros autores, pero la relación ancho/alto es cercana a la unidad, mientras en Hoare (1961: 144) la misma, en sus especímenes es de 1,28, por lo tanto se debe destacar que en el ejemplar estudiado aquí ésta es de 1,20.

Superfamilia Pleurotomarioidea Swainson
Familia Eotomariidae Wenz
Subfamilia Neilsoniinae Knight
Género *Peruvispira* Chronic, 1949

Especie tipo: *Peruvispira delicata* Chronic, 1949, pág. 146, lám. 28, figs. 9-12, del Pérmico Inferior de Perú, por designación original.

Distribución estratigráfica: Carbónico inferior-Pérmico medio.

Distribución geográfica: América del Sur, América del Norte, Europa, Africa, Australia y Nueva Zelanda.

"*Peruvispira*" sp.
Fig. 2, 1-4

Localidad: Sinclinal del Rincón Blanco, flanco oriental, margen derecha Río del Peñón.

Posición estratigráfica: Sección media-superior de la Formación Río del Peñón.

Preservación del material y repositorio: Conchillas reemplazadas, moldes externos e internos: IPI 2900-2908.

Descripción: Gastrópodo pequeño, de espira elevada. Parte superior de la vuelta suavemente convexa. Selenizona periférica, cóncava, limitada por dos carenas prominentes, las lúnulas son menos notables que las costillas de crecimiento. El ancho de la selenizona es aproximadamente el mismo que la distancia selenizona-sutura abapical. Ornamentación colabral representada por costillas de crecimiento prosoclinas en la parte superior de la vuelta, crecéticas en la selenizona y opistoclinas en la parte inferior de la vuelta, inmediatamente debajo de la selenizona, tornándose rápidamente ortoclinas en la base de la conchilla. Suturas marcadas. Labio interno con inductura columelar. Base anónfala.

Dimensiones (en mm). Alto: 6,6-6,9; Ancho: 4,6-4,8; Ancho de la selenizona: 0,4; distancia selenizona-sutura abapical: 0,4; costillas de crecimiento por mm en la última vuelta: 6-7; ángulo pleural: 45°-53°.

Comparaciones: Esta especie presenta cierta afinidad con la especie tipo, *P. delicata* Chronic (1949) del Pérmico inferior de Perú, la cual se encuentra representada también, con igual antigüedad, en Brasil (Rocha-Campos 1966, Fig. 3); se diferencia de la misma solo por presentar un ángulo pleural ligeramente mayor y por ende una espira levemente menos desarrollada; no se han podido comparar otras dimensiones, como ancho de la selenizona o costillas colabiales por mm, al no ser suministradas por los autores mencionados. *P. parva* Wass (1967: 68-69, fig. 1) del Pérmico de Australia se diferencia por ser ligeramente más grande, tener una selenizona más ancha y la relación largo/ancho cercana a la unidad. De las especies del género *Peruvispira* descritas para Argentina, la más cercana es *P. umariensis?* (Reed. 1928) (Manceñido y Sabbattini 1973: 334-335, lám.1, figs.9-11) de la Formación Del Salto (San Juan), las dimensiones son comparables (alto, ancho, ancho de la selenizona, ángulo pleural), excepto el número de costillas colabiales por mm; otra diferencia es que la mencionada especie presenta la parte superior de la vuelta cóncava.

Género *Barrealispira* Sabbattini, Ottone y Azcuy, 1990

Especie tipo: *Barrealispira tupensis* Sabbattini, Ottone y Azcuy, 1990, lám. I, figs. 7-9, del Carbonífero tardío de Argentina. Por designación original.

Barrealispira sp. aff. *B. tupensis* Sabbattini et al. 1990

Fig. 2, 5-7, 9, 12

Localidad: Sinclinal del Rincón Blanco, flanco oriental, ambas margenes del Río del Peñón.

Posición estratigráfica: Secciones inferior y media de la Formación Río del Peñón.

Preservación del material y repositorio: Conchillas reemplazadas, moldes internos y externos: MLP 2355; 23464; IPI 2909-2926; 3144-3149.

Descripción: Gastrópodo de tamaño mediano, turbiniforme. Parte superior de la vuelta marcadamente convexa, con una plataforma inmediatamente debajo de la sutura adapical, parte exterior representada por la selenizona, parte inferior suavemente convexa. La selenizona es relativamente ancha, suavemente cóncava y limitada por dos carenas. La ornamentación colabral en la parte superior de la vuelta está representada por costillas de crecimiento prominentes mientras que en la parte inferior de la misma son más delicadas y están más próximas. La ornamentación espiral sólo está presente en las carenas que delimitan a la selenizona. los caracteres apertu-

rales no se han observado. Conchilla anónfala.

Dimensiones (en mm). Alto: 6,7-8,5; ancho: 6,6-7,6; ancho de la selenizona en la última vuelta: 0,6-0,8; costillas por mm en la última vuelta: 3; costillas por mm en la espira: 4; lúnulas por mm: 12, ángulo pleural: 60°.

Las medidas se han tomado en ejemplares adultos relativamente completos obviándose los fragmentarios y/o deformados.

Observaciones: Los especímenes aquí estudiados presentan una notable afinidad con *B. tupensis* descrita por Sabbattini et al. (1990) de la Formación Tupe (Cuenca Paganzo), las características morfológicas son semejantes pero hay una diferencia en algunas dimensiones, los ejemplares aquí descritos son más pequeños, tienen la selenizona ligeramente más angosta, mayor número de liras colabiales por mm y menor ángulo pleural. Estas diferencias podrían interpretarse como simples variaciones de tamaño controladas por factores paleoambientales que han permitido un mayor desarrollo a los ejemplares hallados en la Formación Tupe, motivo por el cual no se ha creído conveniente separarlos en otra especie.

Superfamilia Pyramidelloidea Gray
Familia Streptacididae Knight
Género *Donaldina* Knight, 1933

Especie tipo: *Aclisina grantonensis* Donald, 1898, pág. 60, figs. 7-9, del Carbonífero inferior de Escocia, por designación subsecuente de Knight, 1933.

Distribución estratigráfica: Devónico?
Carbonífero inferior-Pérmico inferior.

Distribución geográfica: América, Europa y Australia.

Donaldina? sp.
Fig. 2, 10-11

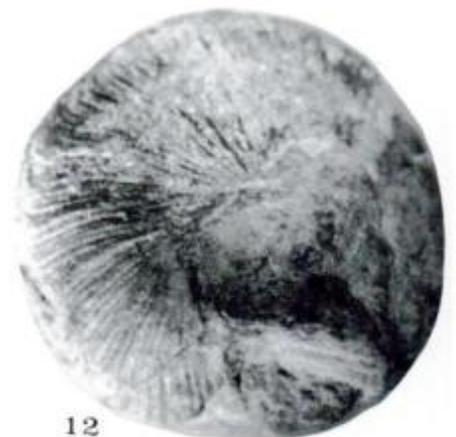
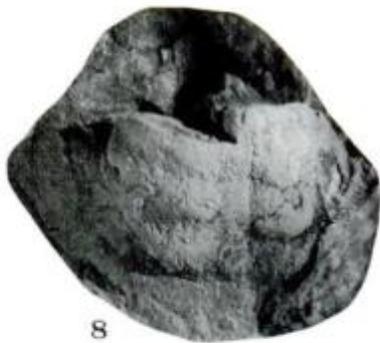
Localidad: Sinclinal del Rincón Blanco, flancos oriental y occidental.

Posición estratigráfica: Sección media de la Formación Río del Peñón.

Preservación del material y repositorio: Conchillas reemplazadas y moldes externos: IPI 2927-2940.

Descripción: Conchilla muy pequeña, de alta espira y turriteliforme. Perfil de las vueltas convexo. Se observan 8 vueltas. La ornamentación consiste en fuertes costillas espirales, las cuales se hallan presentes en la parte superior, exterior e inferior de las vueltas. No se observan los caracteres aperturales.

Dimensiones (en mm). alto: 2,4-3,0; ancho: 1,0-1,6; ángulo pleural:



Observaciones: Debido a la deficiente preservación del material no se han observado los caracteres aperturales, ni ha sido posible contar el número de costillas espirales por vuelta. Debido a ello esta especie es incluida en *Donaldina* Knight con reservas.

Edad de los gastrópodos

Si bien las especies estudiadas en ningún caso corresponden a géneros diagnósticos, las evidencias indirectas obtenidas de su presencia en otros conjuntos fósiles, pueden, en algunos casos brindar información sobre la antigüedad de los mismos.

Knightites (*Cymatospira*) *montfortianus* (Norwood y Pratten) es una especie con una distribución estratigráfica que se extiende del Carbonífero al Pérmico, pero en nuestro país la misma ha sido registrada en la Formación Del Salto a la cual se asigna una antigüedad Pérmica temprana (Manceñido *et al.* 1976; Sessarego *et al.* 1985).

"*Peruvispira*" sp. es comparable con formas como *P. delicata* Chronic (1953) del Pérmico inferior de Perú y también presente en el Pérmico de Brasil (Rocha-Campos 1966) y con *P. umariensis?* (Reed) presente en la Formación Del Salto cuya antigüedad ya se ha mencionado.

Barrealispira sp. es sumamente afín a *B. tupensis* Sabattini *et al.* (1990) de la Zona de *Tivertonia-Streptorhynchus* cuya edad había sido considerada correspondiente al Carbonífero tardío, cuando la misma fuera nominada como Zona de *Lissochonetes-Streptorhynchus*. La posterior inclusión de la especie *Lissochonetes jachalensis* Amos en el género *Tivertonia* Archbold por parte de Archbold y Gaetani (1993), el cual es conocido del Pérmico de Australia, Nueva Zelanda e Himalaya, cuestiona la antigüedad de la mencionada biozona, la cual también podría tener, al menos en parte, esa edad.

En síntesis, si bien en un sentido amplio este conjunto de gastrópodos podría tener una edad comprendida entre el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano, las comparaciones con otras especies inclinan a pensar en una antigüedad Pérmica temprana para dicho conjunto.

Figura 2: 1-4. "*Peruvispira*" sp., 1, vista apertural (IPI 2903 x7), 2, vista apertural (IPI 2904 x7), 3, vista lateral (IPI 2907 x7), 4, vista basal (IPI 2906 x7.5); 5-7, 9,12, *Barrealispira* sp. aff. *B. tupensis* Sabattini, Ottone y Azcuy, 5, vista apertural (IPI 2915 x7), 6, vista lateral (IPI 2917 x8), 7, vista lateral (IPI 2914 x12), 9, vista apical (IPI 2917 x8), 12, vista basal (IPI 2916 x6.5); 8, *Knightites* (*Cymatospira*) cf. *montfortianus* (Norwood y Pratten), ejemplar incompleto (MLP 23462 x2.5); 10-11, *Donaldina?* sp., 10, vista lateral (IPI 2929 x25), 11, vista lateral (IPI 2930 x15).

Conclusiones

Si bien el conjunto de los gastrópodos analizados en la Formación Río del Peñón indican una antigüedad carbonífera tardía-pérmica temprana, su asociación con una rica fauna de braquiópodos, característica del Pérmico Temprano (Cisterna y Simanauskas, en prensa), permite extender la edad esta unidad litoestratigráfica hasta el Pérmico Inferior. Asimismo, la asociación de los gastrópodos de la sección media del perfil con braquiópodos característicos de la biozona *Tivertonia-Streptorhynchus*, conducen a reforzar el argumento de una menor antigüedad para esta biozona, la cual se extendería hasta el Pérmico Temprano.

No obstante lo arriba expuesto, la edad de la Formación Río del Peñón se estima carbonífera tardía-pérmica temprana. Tal antigüedad está basada en la presencia de la asociación paleoflorística NBG en niveles correspondientes a la sección inferior de la unidad. Dicha flora es considerada por distintos autores como de edad carbonífera tardía y su rango se extendería desde el Westfaliano tardío al Estefaniano (Archangelsky *et al.*, 1996). Sin bien, inmediatamente por encima de estos niveles se reconoce una asociación faunística en la cual también está presente *Barrealispira* sp. aff. *B. tupensis*, el conjunto está integrado por material bastante fragmentario donde no se han podido identificar otras especies diagnósticas que permitan precisar su antigüedad. Por tal razón, la asignación de la sección inferior de la Formación Río del Peñón al Carbonífero Tardío se basa fundamentalmente en la presencia de la fitozona NBG.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a los árbitros de este trabajo, J. M. Dickins y E. L. Yochelson por las sugerencias que mejoraron la calidad del mismo. Asimismo a Florencia Castets del Museo de Ciencias Naturales de La Plata, por la realización de las fotografías.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. y Bernasconi, A. 1971. La Precordillera de Jagüé La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. Acta Geológica Lilloana, 14: 259-300. Tucumán.
- Amos, A. J., 1979. Guía Paleontológica Argentina. Parte I: Paleozoico. Secciones 5-6: Faunas Carbónicas y Pérmicas. Publicación CONICET: 1-154. Buenos Aires.

- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., Césari, S., González, C.R., Hunicken, M., Mazzoni, A. y Sabattini, N. 1996. Correlación y edad de las biozonas. En: Archangelsky, S. ed., El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Capítulo XI: 203-226. Córdoba.
- Archbold, N.W. y Gaetani, M., 1993. Early Permian Brachiopoda and Mollusca from the northwest Himalaya, India. *Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 99 (1): 27-56. Milano.
- Borrello, A. 1955. Los conglomerados del Cerro Punta Negra, al oeste de Jagüé. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10 (1): 46-53. Buenos Aires.
- Cisterna, G. y Simanuskas, T. (en prensa) Brachiopods from the Río del Peñón Formation, Río Blanco basin, Upper Paleozoic of Argentina. Alcheringa. Sydney.
- Chronic, J., 1953. Invertebrate Paleontology. En Newell, N.D., Chronic, J y Roberts, T.G.: Upper Paleozoic of Peru. Geological Society of America Memoirs, 58: 43-165. Washington.
- González, C. R. y Bossi, G. E. 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüé, La Rioja. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 231-236. Mendoza.
- Hoare, R.D., 1961. Desmoinesian Brachiopoda and Mollusca from Southwest Missouri. *University of Missouri Studies*, 36: 1-214. Missouri.
- Knight, J. B., 1942. Four new genera of Paleozoic Gastropoda. *Journal of Paleontology*, 16 (4): 487-488. Tulsa.
- Leanza, F. 1948. Braquiópodos y Pelecípodos carboníferos de la provincia de La Rioja (Argentina). *Revista del Museo de La Plata, Sección Paleontología*, 3 (18): 237-264. La Plata.
- Lech, R. R. y Aceñolaza, G., 1987. Braquiópodos en el Peñoniano (Carbonífero superior) de la provincia de La Rioja. 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología 1: 255-266. Bolivia.
- Manceñido, M.O., 1973. Estudio de la fauna de la Formación Del Salto (Carbónico). Río San Juan; Prov. San Juan. Trabajo de Licenciatura de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 59: 1-45 (inédito).
- Manceñido, M.O. y Sabattini, N., 1973. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte II: Gastropoda. *Ameghiniana*, 10 (4): 326-338. Buenos Aires.
- Masutomi, K. y Hamada, T., 1966. Fossils in colour. Hoikusha: 1-268. Osaka.
- Reed, F.R.C., 1928. A Permo-Carboniferous Marine Fauna from the Umari Coalfield. *Record Geological Survey India* 4: 367-398.
- Rocha-Campos, A.C., 1966. Novas ocorrências de fósseis marinhos no Grupo Tubarao em São Paulo e Santa Catarina. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 15 (4): 5-13. San Pablo.
- Sabattini, N., 1993. Invertebrados Neopaleozoicos. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Geología y recursos naturales de Mendoza*. Ramos V.A. (Ed.), Relatorio, 2 (7): 297-302. Buenos Aires.
- Sabattini, N., Ottone, E.O. y Azcuy, C.L., 1990. La zona de *Lissochonetes jachalensis-Streptorhynchus inaequioratus* (Carbonífero tardío) en la localidad de La Delfina, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 27 (1-2): 75-81. Buenos Aires.
- Sessarego, H.L., Lech, R. y Amos, A.J., 1985. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación Del Salto (Pérmico) aflorante al Norte del río San Juan. Cerro El Brealito, Dpto. Calingasta. San Juan. 1 Jornadas Geológicas de Precordillera. Resúmenes: 6 págs. San Juan.
- Sturgeon, M.T., 1964. Allegheny fossil invertebrates from eastern Ohio. *Gastropoda. Journal of Paleontology*, 38 (2): 189-226. Tulsa.
- Wass, R., 1967. New species of Permian gastropods from Queensland. *Proceedings Linnean Society of New South Wales*, 92 (1): 67-73. Sidney.
- Yochelson, E.L. y Saunders, B.W., 1967. A Bibliographic Index of North American Late Paleozoic Hyolitha, Amphineura, Scaphopoda and Gastropoda. *Bulletin United States Geological Survey*, 1210: 1-271. Washington.

Recibido: 19 de junio, 1997

Aceptado: 14 de abril, 1998

El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy

María Cristina MOYA¹

¹CONICET. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Buenos Aires 177, (4400) Salta, Argentina.

ABSTRACT: *The Lower Palaeozoic of the Sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy.* In the Mojotoro Range, one of the most complete stratigraphical column of the South America Lower Palaeozoic clastic deposits is exposed. It is represented by the Meson Group (MG, Late Cambrian) and the Santa Victoria Group (SVG, Late Cambrian-Early Caradoc). The MG overlies meta-sedimentary basement rocks (Proterozoic-Early Cambrian) with a pronounced angular unconformity (Tilcara unconformity). Three units are recognized in the basement: Sancha and Puncoviscana Formations and an overlying Guachos Formation *nom.nov.* The MG (with three formations) and the SVG (with eight formations) are described. The thickness of the MG decreases towards to the south and the southern border of the basin coincides with the Quebrada Honda fault-zone (southern part of the Mojotoro Range). The deposits of the MG reflect a tidal flat environment, including two main thinning-fining upwards progradational sequences. The Iruya erosional unconformity separates the MG from the SVG. A probable glacioeustatic origin (Lange Range Eustatic Event 1) for the Iruya unconformity is assumed. The sedimentation of SVG starts with alluvial coarse deposits (sandstones and conglomerates) attributed to braided rivers and braidplains of a paraglacial environment. The remaining deposits of the SVG consists of marine shelf facies, changing from offshore to inshore environments.

Introducción

La Cordillera Oriental del norte argentino y del sur de Bolivia es la única región en América del Sur que expone la discordancia angular que separa un basamento metamórfico de edad panamericana (Proterozoico-Cámbrico Temprano), de secuencias poco deformadas y de indudable edad cámbrica. En este contexto regional, la sierra de Mojotoro (SM) es un referente excepcional por presentar secciones de rápido acceso que permiten no sólo observar la discordancia mencionada, sino integrar una de las columnas más completas del Paleozoico inferior de Los Andes.

Distintos aspectos geológicos vinculados al Paleozoico inferior de la SM fueron tratados por Harrington (1938, 1957), Loss (1951), Ruiz Huidobro y González Bonorino (1953), Ruiz Huidobro (1955, 1968, 1975), Aceñolaza (1973), Cortelezzi y Iasi (1976), Monaldi y Monaldi (1978), Volkheimer *et al.* (1980), Aceñolaza *et al.* (1982), Monaldi (1982) González Barry y Alonso (1984), Sánchez (1986), Moya (1988a), Hongn y Moya (1993), Juárez y Boso (1993), Moya *et al.* (1994), Hongn (1996), Albanesi y Rao (1996), Malanca (1996), Waisfeld (1996) y numerosos trabajos de licenciatura realizados en la Universidad Nacional de Salta.

Pese a la valiosa y nutrida información señalada, se advierte la ausencia de trabajos descriptivos que traten la totalidad de las unidades paleozoicas de la SM, sus relaciones estratigráficas y vinculaciones regionales. Por ello, el objetivo de este trabajo es aportar nuevos datos a través de una síntesis estratigráfica descriptiva de las unidades que integran la cobertura paleozoica inferior de la SM. Se realizan interpretaciones paleoambientales de estos depósitos y se incorporan observaciones sobre el basamento, porque éste incluye una unidad de probable edad cámbrica temprana (a media?). Finalmente, se discuten aspectos estratigráficos y acontecimientos geológicos de interés regional.

Marco Geológico

La SM se emplaza en el extremo sudoriental de la Cordillera Oriental argentina, al este de la ciudad de Salta (Figs. 1a y 1b). Estructuralmente, la SM es un anticlinal complejo de rumbo N-S, que se cierra al norte, a la latitud de San Antonio (provincia de Jujuy) y está cortado al sur por la falla San Agustín (provincia de Salta) (Fig. 1b). El núcleo del anticlinal lo constituye el basamento panamericano, plegado y levemente metamorfozado. Este basamento subyace en marcada discordancia angular (fase Tilcárca,

Turner y Méndez 1975) a la cobertura paleozoica inferior, representada por los Grupos Mesón (Cámbrico Tardío) y Santa Victoria (Cámbrico Tardío-Caradoc Temprano). El Grupo Salta (Cretácico-Eoceno) aflora sólo en el tramo austral de la SM y se apoya sobre distintas unidades ordovícicas. Los depósitos del Grupo Orán (Terciario, Neógeno) se disponen al pie del flanco oriental de la SM; el contacto de estos depósitos con el basamento o las rocas de la cobertura paleozoica es siempre tectónico (Fig. 1b).

La SM es una típica estructura del antepaís andino caracterizada por plegamiento y sobrecorrimiento de vergencia oriental. El desplazamiento tuvo lugar a través de importantes fallas inversas de rumbo N-S, que afectan al basamento y a la cobertura paleozoica del flanco oriental. El máximo empuje se localiza en el tramo medio de la SM, donde el flanco oriental está invertido. Allí sólo afloran depósitos postremadocianos, debido a que las fallas suprimieron al Grupo Mesón y a las unidades tremadocianas del Grupo Santa Victoria. Estos depósitos sin embargo, están bien representados en el flanco occidental de la SM.

Otro sistema de fracturas de orientación NO-SE secciona transversalmente a la SM (Fig. 1b) e interrumpe la continuidad lateral de los cuerpos de roca paleozoicos. Son fallas de desplazamiento izquierdo, probablemente vinculadas con la dinámica actual del lineamiento El Toro. Sin embargo, la actividad de al menos dos de estas fracturas -fallas Quebrada Honda y San Agustín- se remontaría a tiempos precretácicos: a) Se considera que la falla Quebrada Honda controló el borde austral de la cuenca cámbrica, debido a que los depósitos del Grupo Mesón se acuñan al norte de esta fractura (con sólo 17 metros de registro) y no afloran al sur de ésta (Fig. 3). b) Se ratifica que la falla San Agustín constituye un borde de erosión de la cuenca ordovícica (Moya 1988a), labrado con anterioridad al depósito del Grupo Salta. Los espesos depósitos ordovícicos de la SM se interrumpen bruscamente contra esta fractura; hacia el sur, en las cumbres de Castillejo, el Grupo Salta cubre tanto al basamento como a exiguas escamas ordovícicas.

El basamento

El basamento del norte argentino fue tradicionalmente asignado a la Formación Puncoviscana (Turner 1960); sin embargo, todos los autores que lo estudiaron reconocieron su heterogeneidad litológica y estructural. Las rocas que lo componen integran fajas con metamorfismo y estilos de deformación diferentes. Algunos autores interpretaron estas fajas como terrenos o cinturones orogénicos de origen y evolución independientes (Ramos 1988, Mon y Hongn 1996). Otros en cambio (Willner 1990), las definen como zonas tectometamórficas desarrolladas a partir

de una única cuenca: la de la Formación Puncoviscana *s.l.* (Aceñolaza *et al.* 1988). La Formación Puncoviscana *s.l.* incluiría rocas metamórficas de muy bajo a alto grado, con estilos de deformación y edades radimétricas disímiles y con litologías distintas (carbonatos y clásticos diversos). Así, el nombre se refiere a la historia geológica más que a las características litológicas de las rocas que integran el basamento.

La SM forma parte de la faja menos deformada de la región (Cinturón Lules-Puncoviscana de Mon y Hongn 1996, Subzona I de Willner 1990). Esta faja a su vez, no es estructuralmente homogénea. Estudios sobre mesoestructuras en el basamento de la SM, demostraron que con anterioridad al depósito del Grupo Mesón, el sustrato estaba formado por una serie de láminas o bloques distintamente orientados y de litología heterogénea (Hongn y Moya 1993). Hongn (1996) considera que la complejidad estructural del basamento de la SM responde a la existencia de una discontinuidad de origen tectónico (falla) o sedimentario (discordancia).

En el presente trabajo se postula que la discontinuidad señalada por Hongn (1996) correspondió a una discordancia, cuyo plano habría sido aprovechado como superficie de despegue durante los movimientos póstumos de la Orogenia Tilcara; los corrientes resultantes habrían modificado el arreglo estratigráfico primario y conformado la compleja estructuración del basamento de la SM.

La discordancia de referencia habría separado los dos conjuntos clásticos claramente diferentes que fueron observados en el basamento de la SM: Por un lado, un conjunto en el que no se encontraron trazas fósiles (tentativamente asignado al Proterozoico), integrado por pelitas y turbiditas arenoso-pelíticas, cuyas litofacies se corresponden con las descriptas para las Formaciones Sancha (FS) y Puncoviscana *s.s.* (FPv) (Salfity *et al.* 1975; Turner 1960). Por otro lado, un conjunto de turbiditas distales, portador de trazas fósiles e identificado en la Formación Guachos *nom.nov.*, con evidencias de una edad más joven que el conjunto anterior.

El conjunto integrado por las FS y FPv presenta dos aspectos notables (Fig. 2): a. Pliegues apretados e intenso clivaje; los planos de estratificación sólo se advierten por la disposición discontinua de los bancos de arenisca. b. Frecuentes venas de cuarzo lechoso de espesor y orientación variables, ocasionalmente asociadas a baritina, galena y oxidados de cobre (Mina Victoria, sección 9, Fig. c). Las pelitas de la FS se observaron en las secciones 5 y 7 (Fig. 1c); en la sección 7 están atravesadas por diques porfíricos ácidos. La facies arenoso-pelítica (FPv) tiene gran distribución areal y subyace al Grupo Mesón a lo largo del flanco oriental de la SM.

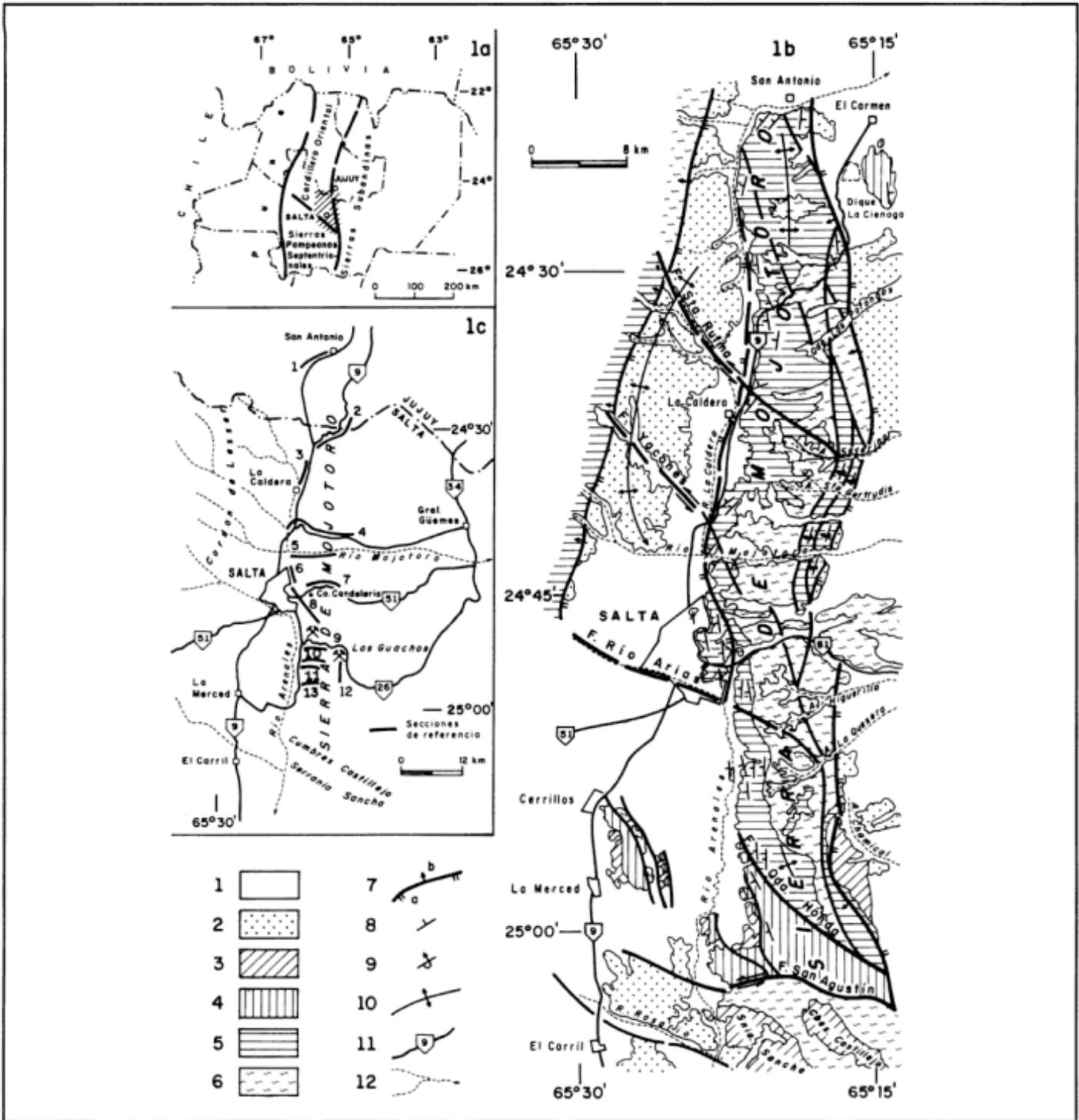


Figura 1: a. Ubicación de la sierra de Mojotoro. b. Mapa Geológico de la sierra de Mojotoro: 1, Cuaternario Indiferenciado. 2, Grupo Orán (Terciario, Neógeno). 3, Grupo Salta (Cretácico-Eoceno). 4, Grupo Santa Victoria (Cámbrico Superior tardío-Caradoc Inferior). 5, Grupo Mesón (Cámbrico Superior) y Grupo Santa Victoria. 6, Basamento indiferenciado (Proterozoico-Cámbrico Inferior). 7, Falla: (a) labio bajo y (b) inclinación. 8, Rumbo y buzamiento, estratos en posición normal. 9, Idem estratos invertidos. 10, Eje de anticlinal. 11, Principales rutas. 12, Cursos fluviales permanentes más importantes. c. Secciones de referencia: 1, San Antonio (río de la Cabaña). 2, Alto de la Sierra-Abra de Santa Laura (camino de cornisa Salta-Jujuy). 3, La Caldera-Dique Campo Alegre. 4, Ruta 9 (sur de Calderilla)-Abra y quebrada Gallinato. 5, Río Mojotoro. 6, Autódromo-Cerro 20 de Febrero. 7, Ruta 51, entre kilómetros 5 y 13. 8, Cerro San Bernardo-Cerro La Cruz (S-SO de cerro Candelaria). 9, Cuesta La Pedrera-Abra La Pedrera (mina Victoria). 10, Finca Miraflores. 11, La Cantera Blanca. 12, Arroyo Morillo-Arroyo Chemical. 13, Quebrada Honda (Arroyo Don Dionisio).

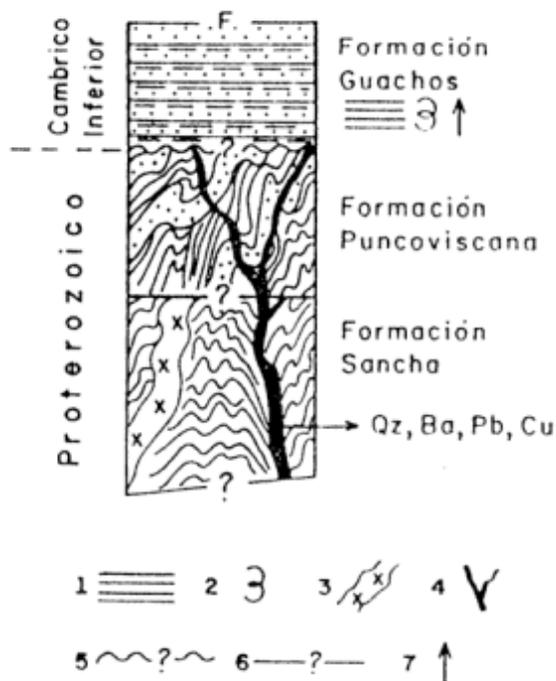


Figura 2. Esquema estratigráfico propuesto para el basamento de la sierra de Mojotoro; Formaciones Sancha, Puncoviscana y Guachos. 1, Laminación paralela. 2, Trazas fósiles. 3, Dique ácido. 4, Venas de cuarzo. 5, Contacto tectónico o cubierto, discordancia inferida. 6, Contacto tectónico o cubierto, relación primaria incierta. 7, Estratificación granodecreciente.

Formación Guachos *nom. nov.* (FG)

Tiene su perfil tipo en la cantera homónima y fue reconocida además, en las secciones 5,7 y 9 (Fig. 1c). Integra una faja de ancho variable y límites tectónicos, ubicada en el extremo oriental del núcleo de la SM. Es decir, hacia el este, subyace tectónicamente a los Grupos Mesón y Santa Victoria expuestos en el flanco oriental de la SM y hacia el oeste, está separada por falla de las otras unidades del basamento.

La FG está constituida por una sucesión rítmica de turbiditas delgadas (3 a 7 cm de espesor), compuestas de wacke muy fina y pelita, con estratificación granodecreciente, color pardo verdoso y gris azulado. Esporádicamente intercalan paquetes pelíticos de hasta 1 m de espesor. Los planos de estratificación y laminación están bien preservados, lo que permite una fácil partición en lajas que se explotan comercialmente. El clivaje es poco marcado y los pliegues son de amplitud decamétrica. Trazas fósiles -asociadas a *Nereites* sp.- son frecuentes en los planos de estratificación.

Las conspicuas venas de cuarzo que atraviesan a las FS y FPv, no afectan a la FG (Fig. 2); es decir, su emplazamiento fue previo al depósito de la FG. En base a este parámetro -tradicionalmente empleado para establecer edades relativas-, se considera que la

FG tiene una edad relativa más joven que el resto del basamento de la SM. Por otro lado, las venas de cuarzo atraviesan mesoestructuras de las FS y FPv, lo que permite postular la injerencia de procesos tectónicos previos al depósito de la FG y por tanto, la probable existencia de una discordancia primaria entre ambos conjuntos.

La FG se identifica con una de las seis facies definidas por Jezek (1990) para la Formación Puncoviscana *s.l.*: la "facies distal". Las cinco facies restantes son similares a las descritas por Salfity *et al.* (1975) y Baldis y Omarini (1984) para las Formaciones Sancha, Las Tienditas y Puncoviscana. Jezek (1990) vincula los lapsos de depósito y distribución regional de las seis facies que define, con "tres fases de sedimentación". Las dos fases más antiguas se habrían desarrollado en la periferia de un margen continental inactivo, bajo condiciones estables de erosión y depositación. En contraposición, la tercera fase de sedimentación, más joven, representada por la "facies distal" y conglomerados con deformación sin-sedimentaria, señalaría una movilización del sustrato y la denudación de áreas de aporte tectónicamente elevadas.

Las turbiditas rítmicas de grano fino que tipifican la "facies distal" que ilustran Jezek (1990, área Cachi, pág. 27) y Durand y Aceñolaza (1990, pág. 80), son portadoras de la ichnofauna de *Nereites*, presentan escasa deformación y metamorfismo de muy bajo grado. Estas características son las que definen a la FG en la SM. En ambos casos, la sedimentación habría estado acompañada por procesos tectónicos. Si bien Durand (1993) asigna la ichnofauna de *Nereites* al Cámbrico Temprano, la edad máxima de sedimentación de la "facies distal" fue establecida por isotopía en el Cámbrico Medio (Lork *et al.* 1990). Esta edad, inusualmente joven respecto a la de otras rocas de la Formación Puncoviscana *s.l.*, corrobora las consideraciones de cronología relativa establecidas por Jezek (1990) para la "facies distal", e indirectamente, ratifica la edad más joven de la FG respecto al resto del basamento de la SM. La FG reemplaza a la informal "facies distal" de la Formación Puncoviscana *s.l.* y es propuesta para identificar los depósitos más jóvenes del basamento, entre los cuales probablemente se cuenten los portadores del ichnogénero *Oldhamia*, cuyo registro estratigráfico sería similar al de *Nereites* (Durand 1993).

El Grupo Mesón

El Grupo Mesón (Turner 1960) fue definido en la sierra de Santa Victoria con las Formaciones Lizoite (FL), Campanario (FC) y Chalhualmayoc (FCh) (Turner 1960, 1963). Los depósitos se circunscriben a la Cordillera Oriental del norte argentino y del sur de

Bolivia; la cuenca es alargada y angosta y se profundiza paulatinamente hacia el norte (Turner y Mon 1979). El Grupo Mesón está bien representado a lo largo del faldeo occidental de la SM; fue relevado en las secciones 5, 9, 13 y tramo occidental de la sección 2 (Figs. 1c y 3). Secciones incompletas del Grupo Mesón afloran en el flanco oriental de la SM (sección 12 y tramo este de la sección 2).

Formación Lizoite (FL)

Se inicia con bancos de arenisca cuarzosa rosada y rosado-morada de grano fino y mediano, entre los que intercalan lentes de ortoconglomerado mediano, fino y muy fino. La estratificación es gruesa a mediana, con abundantes entrecruzamientos y superficies de reactivación. Los entrecruzamientos son de pequeña y mediana escala, de tipo planar, tangencial simple y en hueso de arenque (*herringbone*). Ellos señalan paleocorrientes dominantes hacia el NO y escasas hacia el E-NE. Las lentes psefiticas están compuestas por clastos redondeados a subredondeados de cuarzo (90% o más), cuarcita rosada y wacke oscura. La matriz es de arenisca cuarzosa mediana a gruesa rosado-morada. Las lentes presentan base erosiva y

hacia el techo gradan a arenisca o están interrumpidas por erosión. La frecuencia, granulometría y espesor de las intercalaciones psefiticas disminuye tanto en sentido vertical (ascendente) como lateral (de norte a sur). Diseñan así, una geometría cuneiforme con ápice hacia el sur y materiales más gruesos hacia el norte.

Los tramos medio y superior de la FL están representados por facies de arenisca cuarzosa fina rosada y gris blanquecina. En el tramo medio, los *sets* entrecruzados son escasos y los bancos presentan laminación paralela y planar de bajo ángulo e incipiente bioturbación. La bioturbación aumenta en el tramo superior de la FL (transición a la FC), al tiempo que intercalan paquetes de limolita de espesor y frecuencia crecientes.

En el perfil más austral (sección 13), las formaciones del Grupo Mesón pierden su identidad (Fig. 3). La secuencia está compuesta por areniscas moradas finas con *Skolithos* sp. y delgados lentes de conglomerado muy fino en la base.

Formación Campanario (FC)

Está representada por una facies heterolítica de

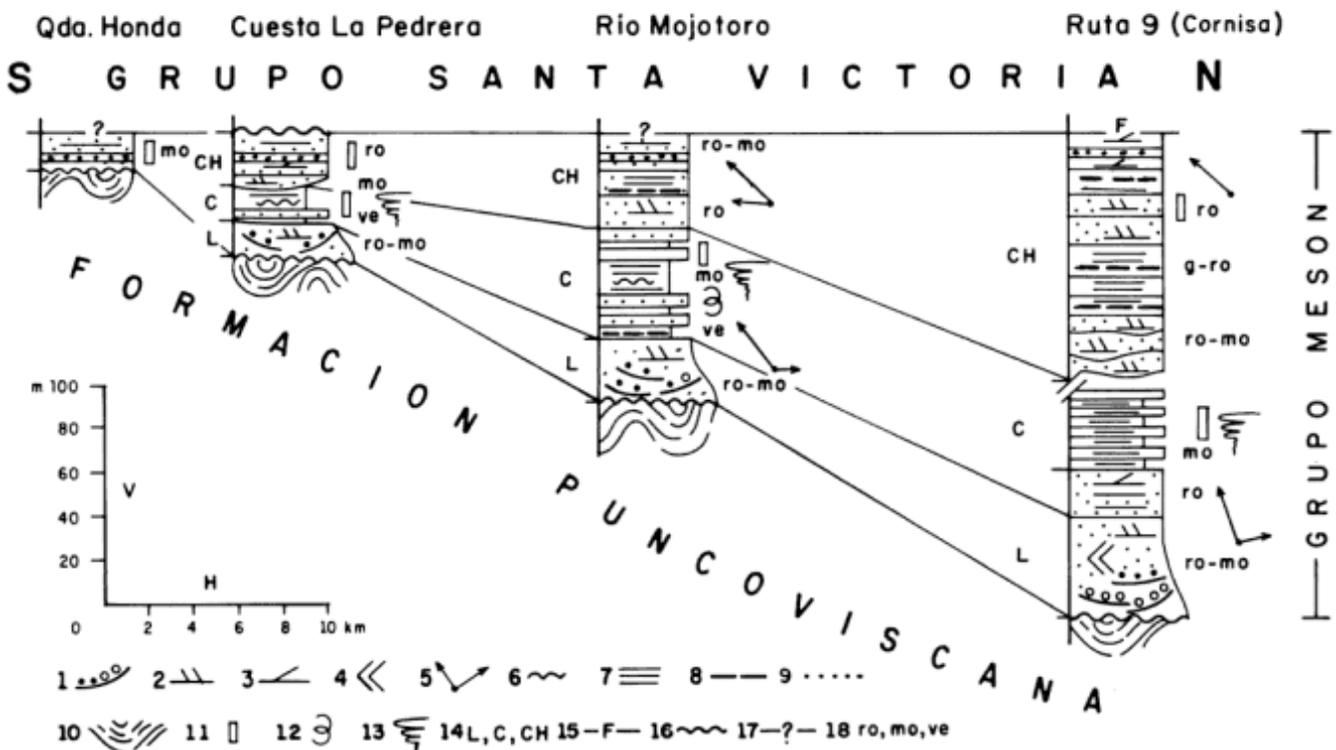


Figura 3. Secciones del Grupo Mesón en la sierra de Mojotoro. 1. Conglomerado mediano y fino-muy fino. 2. Laminación de alto ángulo (planar y tangencial). 3. Laminación planar de bajo ángulo. 4. Estructura en hueso de arenque (*herringbone*). 5. Orientación de paleocorrientes. 6. Laminación ondulosa o flaser. 7. Laminación horizontal. 8. Hojuelas de fango (*mudflakes*). 9. Conglomerado muy fino residual (pavimento de cuarzo). 10. Basamento, Formación Puncoviscana. 11. *Skolithos* sp. 12. Otras trazas fósiles. 13. Bioturbación abundante. 14. Formaciones Lizoite (L), Campanario (C) y Chalhualmayoc (Ch). 15. Contacto tectónico. 16. Contacto discordante. 17. Contacto cubierto. 18. Colores: (ro) rosado, (mo) morado, (ve) verde.

arenisca y lutita bioturbadas. La estratificación es tabular mediana a fina. Los bancos con escasa o sin bioturbación presentan laminación paralela, flaser u ondulosa. Las trazas fósiles de diseño vertical son dominantes aunque no excluyentes. Frecuentes superficies de erosión-inundación truncan y separan conjuntos con distinta intensidad de bioturbación. El espesor graficado para la FC en la sección 2 es aproximado porque la unidad está afectada por fallas.

Al igual que en gran parte de la Cordillera Oriental, la FC en la SM presenta dos Miembros: Verde (inferior, de granulometría mayor) y Morado (superior), identificables en base al color dominante que presentan (Russo 1949). El Miembro Verde tiene escaso desarrollo en la SM (hasta 5 metros) y sólo fue observado en las secciones 5 y 9. El Miembro Morado no sólo tiene menor granulometría sino que su tercio intermedio es esencialmente limoso, de color morado intenso. Este intervalo de limolitas moradas tiene una distribución areal que excede los límites de la SM y, en algunas áreas de la cuenca, subyace en nítido contacto a la facies de arenisca cuarzosa de la FCh. En la SM, la relación entre la FL y FCh es transicional y está caracterizada por un incremento en la frecuencia y potencia de los bancos de arenisca.

Formación Chalhualmayoc (FCh)

Se caracteriza por gruesos bancos de arenisca cuarzosa fina y mediana de colores blanco-grisáceo, rosado y rosado-morado, con entrecruzamientos frecuentes.

La facies de arenisca fina incluye: a) Bancos mega-ondulados con laminación diagonal de alto ángulo, algunos de ellos con ondulitas simétricas en su techo. b) Bancos con sets de entrecruzamientos planares de mediana escala (remarcados por bandeamiento) y abundantes superficies de reactivación. La orientación dominante de las paleocorrientes es hacia el NO. c) Bancos tabulares con laminación paralela, que incluyen niveles con hojuelas de fangolita verde y morada (mudflakes).

Los bancos de arenisca cuarzosa de grano mediano presentan laminación paralela o planar de bajo ángulo y su techo está tapizado por delgados pavimentos de conglomerado fino de cuarzo, con clastos redondeados y bien seleccionados.

Si bien se advierten intercalaciones entre las litologías mencionadas, el ordenamiento vertical precedente es el general. En las secciones 8,9 y 10 se observa la relación primaria entre la FCh y el Grupo Santa Victoria (Figs. 3 y 4); el contacto es una superficie de discontinuidad nítida, sin angularidad manifiesta. Esta discontinuidad (fase Irúyica, Turner y Méndez 1975) marca el final de la evolución del Grupo Mesón.

Edad.

El Grupo Mesón en la SM no aportó fauna diagnóstica. Al igual que en toda la Cordillera Oriental, su edad cámbrica se deduce de las relaciones estratigráficas que presenta: subyace a niveles del Cámbrico Superior -Tremadoc Inferior de la base del Grupo Santa Victoria y cubre en marcada discordancia angular al basamento (Proterozoico-Cámbrico Temprano). La abundante ichnofauna contenida principalmente en la FC en distintas áreas de la cuenca, corrobora una edad cámbrica *s.l.* (Alonso y Marquillas 1981, Aceñolaza *et al.* 1982, Manca 1986, entre otros).

Interpretación paleoambiental

Se considera una planicie de marea como el paleoambiente más probable para la acumulación de los depósitos descritos. Estos representarían la superposición de dos secuencias positivas prográdantes con distribución de materiales más gruesos hacia el mar, de acuerdo a los modelos propuestos por Weimer *et al.* (1982), Reading (1986) y Vilas (1989). La fuente de aporte de materiales se ubicaría al S-SE de la posición actual de la SM.

Las facies de la FL se interpretan como depósitos psamopsefíticos de relleno y desborde de canales de marea y barras subtidales, que gradan a areniscas de la zona arenosa inferior de la planicie, donde los mecanismos de transporte dominantes son por carga de fondo y escorrentía respectivamente.

La facies heterolítica sobreimpuesta (tercio inferior de la FC) exhibe bioturbación importante aunque sin registro de fauna documentado, frecuentes superficies de erosión-inundación y suave influencia de olas aunque no de corrientes, lo que se atribuye a sucesivos lapsos de exposición bajo condiciones de depósito más tranquilas aunque biológicamente difíciles. Se interpreta que estos depósitos corresponden a la zona intermedia mixta de la planicie, donde ocurren mecanismos de transporte por carga y suspensión.

El intervalo de limolitas moradas de la FC correspondería a la zona superior de la planicie, de naturaleza fangosa, sólo afectada por mareas inusualmente altas, donde el transporte por suspensión es dominante; es decir, representaría el lapso de máxima progradación.

Luego de un corto episodio de retrogradación, que alcanzaría la llanura intermedia de la planicie (tercio superior de la FC) y niveles subtidales someros (porción basal de la FCh), se habría iniciado un nuevo proceso de progradación, con el que culminaría el depósito del Grupo Mesón. Esta segunda secuencia posiblemente fue truncada por erosión (discordancia Irúyica) y no se descarta la influencia eólica, en función

de los pavimentos de cuarzo redondeado y bien seleccionado que tapizan el techo de los bancos de arenisca mediana con laminación casi horizontal, que se interpretan como depósitos costaneros.

Cabe preguntarse si el modelo paleoambiental propuesto para el Grupo Mesón en la SM es susceptible de aplicarse regionalmente, dado que difiere del paleoambiente de plataforma marina somera que, con excepción de Aceñolaza *et al.* (1982), fue el tradicionalmente invocado para su depósito. En este marco, la FC fue considerada como el registro subtidal más alejado de la costa (Ramos 1973, Kumpa y Sánchez 1988, Moya 1988a, Sánchez y Salfity 1990, González Bonorino y Sánchez 1996, entre otros). Dado que todos los autores coinciden en atribuir paleoambientes similares a los aquí propuestos para la FL y para la FCh, la discusión se centra en si la FC constituye el registro más distal o el más proximal del Grupo Mesón. En el presente trabajo se considera que la FC representa el registro más proximal, no sólo en la SM sino en toda la cuenca. Las siguientes características apoyarían esta interpretación:

a) Uno de los aspectos más notables de la FC en toda la cuenca son las trazas fósiles que contiene. Éstas son siempre abundantes aunque su diversidad es baja (densas concentraciones de *Skolithos* sp.) a moderada (*Skolithos* sp. junto a formas típicas de ambiente litoral, como *Arenicola* sp., *Monocraterium* sp., *Diplocraterium*, sp., entre otros). Por el contrario, la FC sólo aportó muy escasos y mal preservados restos de lingúlidos procedentes de la quebrada de Humahuaca (Herrero Ducloux 1940, Sánchez y Salfity 1990).

b) La FC presenta indicios de exposición subaérea. Grietas de desecación fueron mencionadas por Turner (1964) y Aceñolaza *et al.* (1982) en la sierra de Santa Victoria y quebrada de Humahuaca respectivamente (Fig. 5b). Paralelamente, frecuentes superficies de erosión separan paquetes bioturbados de distinto espesor; algunas de estas discontinuidades tendrían expresión areal importante en la quebrada de Humahuaca (González Bonorino y Sánchez 1996). Estos parámetros sugieren condiciones biológicamente rigurosas para el depósito de la FC, difícilmente asignables a un ambiente francamente marino. Por el contrario, condiciones biológicamente extremas caracterizan a las planicies de marea, sujetas a sucesivos procesos de desecación, erosión e inundación, que provocan bruscas variaciones en la salinidad, temperatura y profundidad del agua y generan frecuentes superficies de discontinuidad. De acuerdo a Weimer *et al.* (1982), cuando la progradación es lenta, los depósitos exhiben intensa bioturbación y fauna muy escasa. Tales condiciones parecen haber regulado el depósito de la FC.

Extensas planicies de marea, como la que se inter-

preta que condicionó el depósito del Grupo Mesón, se desarrollan en dos ámbitos principales: a) En plataformas marinas abiertas, b) En áreas protegidas dominadas por mareas (delta, estuario, bahía), con energía de depósito comparativamente más alta. La cuenca alargada y angosta del Grupo Mesón, circunscrita a la Cordillera Oriental, señala una geometría acorde con la segunda alternativa, que es la aquí propuesta para su desarrollo.

El Grupo Santa Victoria

El Grupo Santa Victoria (Turner 1960) fue definido en el área homónima, con las Formaciones Santa Rosita y Acoite (Turner 1960, Harrington 1957). Sin embargo, cada una de estas unidades incluye cuerpos alternantes de arenisca y lutita, con espesores mapeables y amplia distribución regional. De acuerdo al detalle de observación y/o comarca de estudio dentro de la Cordillera Oriental, cada uno de estos cuerpos -o conjuntos de ellos- fueron definidos a nivel de formación o grupo con una variada nomenclatura, parte de la cual fue resumida por Moya (1988a). Esta variedad en la nomenclatura no sólo dificulta su adecuación a las normas formales, sino que entorpece los propósitos de correlación. En un primer intento de unificar criterios de correlación regional, Moya (1988a) propone reconocer los distintos cuerpos de roca por su litología más conspicua -arenisca o lutita- seguida por un número de orden de acuerdo a su ubicación estratigráfica. Sin embargo, una propuesta regional con nomenclatura formal, que intente salvar el problema planteado se torna necesaria. En principio, debiera elevarse el rango de las dos formaciones originalmente definidas para el Grupo Santa Victoria, a fin de responder a las exigencias que imponen escalas de trabajo de mayor detalle, respetando el principio de prioridad. El análisis y justificación de este esquema, excede los objetivos fijados en el presente trabajo, en el cual se identificarán las ocho formaciones ordovícicas reconocidas, de acuerdo a la nomenclatura conocida para la SM.

En esta región, Harrington (1957) define las Formaciones San José (y su equivalente Pingüiyal), Caldera, Áspero, San Bernardo, Mojotoro y Santa Gertrudis. Moya (1988a) ajusta los límites de estas unidades e identifica dos litosomas -Formaciones La Pedrera y Floresta- no reconocidos previamente. Todas estas unidades tienen sus equivalentes faciales y temporales en el Grupo Santa Victoria expuesto en el área tipo.

Formación La Pedrera (FLP, Arenisca 1)

Aflora en las secciones 1,5,7,8,9,10 y 11 (Figs. 1b, c y 4). Está constituida por un intervalo psamopsefi-

tico basal, que subyace a una espesa sucesión de areniscas limpias finas y medianas.

La facies de conglomerado del intervalo psamopsefítico integra cuerpos marcadamente lenticulares, asimétricos y cordoniformes, alargados según una dirección N-S, con adelgazamiento más pronunciado hacia el norte que hacia el sur; el máximo espesor observado es de 25 m (sección 8). Los conglomerados son de grano mediano a grueso, clasto soportados (con ligera imbricación) y matriz soportados (con fábrica caótica), con estratificación poco marcada. Los clastos son subredondeados, regular a bien seleccionados; corresponden a cuarzo (50%), cuarcita rosada (30%) y, en menor proporción, filita gris oscura, pelita verde y morada, arenisca parda y muy escasos de porfirita básica. La matriz es de arenisca cuarzosa mediana, color pardo rosado. Óxidos de manganeso y hierro impregnan la matriz y producen aureolas alrededor de los clastos, algunos de los cuales se presentan totalmente impregnados. Lateral y verticalmente, las psefitas descritas gradan a granulometrías más finas: a) Conglomerados de grano fino. b) Arenisca cuarzosa gruesa a mediana con laminación horizontal. c) Arenisca con clastos dispersos y entrecruzamientos planares (orientados hacia el N-NO) y en artesa.

Una superficie de discontinuidad no muy definida y sólo observada en la sección 8, separa el intervalo psamopsefítico descrito de una sucesión de areniscas limpias finas y medianas, de colores blanco amarillento y gris blanquecino y estratificación gruesa a muy gruesa. En la porción inferior de esta sucesión predominan bancos tabulares con laminación paralela o planar de bajo ángulo y hojuelas de fango dispersas. En forma intermitente y luego dominante, se disponen bancos lenticulares con entrecruzamientos tangenciales orientados al N,NO y NE. Estos bancos son separados por delgados paquetes de arenisca fina y lutita con laminación paralela y ondulosa; en uno de ellos (sección 5) se encontraron ejemplares completos de *Jujuyaspis keideli* Kobayashi. Hacia el techo, la FLP intercala bancos gruesos a medianos con secuencias HCS incompletas (términos H,PH y PHX *sensu* Dott y Bourgeois 1982, Walker *et al.* 1983).

La relación entre la FLP y la Formación San José es transicional y está representada por intercalaciones de arenisca y lutita; este intervalo es grano y estrato decreciente e intercala aisladas secuencias HCS (términos HM y HFM).

Edad. La fauna conchífera contenida en la porción intermedia de la FLP es indicativa del Tremadoc Inferior, correspondiente al estadio tardío de la Zona de *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens*. Sin embargo, el inicio de su depósito es difícil de precisar, pudiendo éste trasponer el límite Cámbrico-

Ordovícico, como ocurre en otras áreas de la Cordillera Oriental.

Formación San José (FSJ, Lutita 1)

Aflora en las secciones 1,4,9,10, al nordeste de la sección 3 y en la ruta que une las secciones 4 y 5 (Figs. 1c y 4). Está constituida por lutitas arcillosas pardo-amarillentas y lutitas limosas color gris ceniza y gris verdoso, entre las que intercalan conjuntos abigarrados e interlaminados de lutitas limosas grises claras y wackes finas grises oscuras. Lutitas moradas con nódulos ferromagnesianos se presentan en la porción basal de la FSJ expuesta en la sección 1.

La fauna está representada en forma casi excluyente por trilobites; *J. keideli* y *Parabolinella argentinensis* Kobayashi son dominantes. Restos incompletos de *Rhabdinopora flabelliformis* (Eichwald) fueron exhumados recientemente del tramo intermedio-superior de la FSJ en la sección 1.

La relación entre la FSJ y la Formación Caldera (sección 10), es una rápida transición caracterizada por intercalaciones de wacke y lutita fosilíferas de color verde y bancos de arenisca gris clara con laminación en domo y en cuenco.

Edad. La FSJ se habría depositado íntegramente durante el Tremadoc Temprano. Al oeste y norte de la Cordillera Oriental, la edad de la Lutita 1 es mayor y documenta el límite Cámbrico-Ordovícico (Harrington 1957, Benedetto 1977, Suárez Riglos *et al.* 1982, Salfity *et al.* 1984b, Aceñolaza 1986, Rao y Hünicken 1995)

Formación Caldera (FCal, Arenisca 2)

Aflora en las secciones 2,3,10, en el tramo occidental de la sección 4 y al nordeste de la sección 3 (Figs. 1c y 4). Está representada por bancos tabulares de arenisca cuarzosa mediana con entrecruzamientos, separados por interlaminaciones de lutita y wacke fina bioturbadas. En los tramos inferior y superior de la FCal, el rasgo más notable es la frecuencia de bancos megaondulados de arenisca cuarzosa fina con secuencias HCS (términos PH, PHF y BPHF); el término B está constituido por clastos guijarrosos o por coquina compuesta por fragmentos de lingúlidos, braquiópodos articulados y trilobites (*Parabolinopsis mariana* Hoek y *P. argentinensis*, entre otros). En muchas de estas coquinas cuarzosas, una pátina limonítica cubre los restos fósiles e inclusive rellena pequeñas oquedades.

En una rápida transición (secciones 2,3 y 10), las facies de arenisca de la FCal son reemplazadas por lutita y wacke fosilíferas (base de Lutita 2). La lutita intercala entre secuencias HCS arenosas prácticamente completas; coquinas calcáreas de trilobites y braquiópodos constituyen la base de los bancos y,

paulatinamente, los reemplazan totalmente. Estas coquinas calcáreas son portadoras de una abundante fauna que caracteriza los estadios finales del Tremadoc Temprano: *Kainella meridionalis* Kobayashi, *P. mariana*, *Pseudokainella lata* (Kobayashi), *P. argentinensis*, *Asaphellus catamarcensis* Kobayashi, entre otros. El intervalo de coquinas calcáreas tiene amplia distribución areal y se dispone inmediatamente por encima o a pocos metros del techo de la Arenisca 2; constituye así una excelente guía estratigráfica regional (Fig. 5c).

Por otro lado, coquinas cuarzosas con pátinas limoníticas y fauna similares a las de la FCal fueron observadas en la Arenisca 2 (Formación Cardonal), al oeste del Umbral de Lipán (Fig. 5b), donde están asociadas con lentes de ocre volcánico. El material limonítico de las coquinas es megascópicamente similar al ocre volcánico. Niveles de este último fueron también detectados en las Formaciones Floresta y San Bernardo en la SM. Cabe destacar que en la Puna occidental, las piroclásticas del Tremadoc Inferior y del Arenig Inferior a Medio intercalan con facies

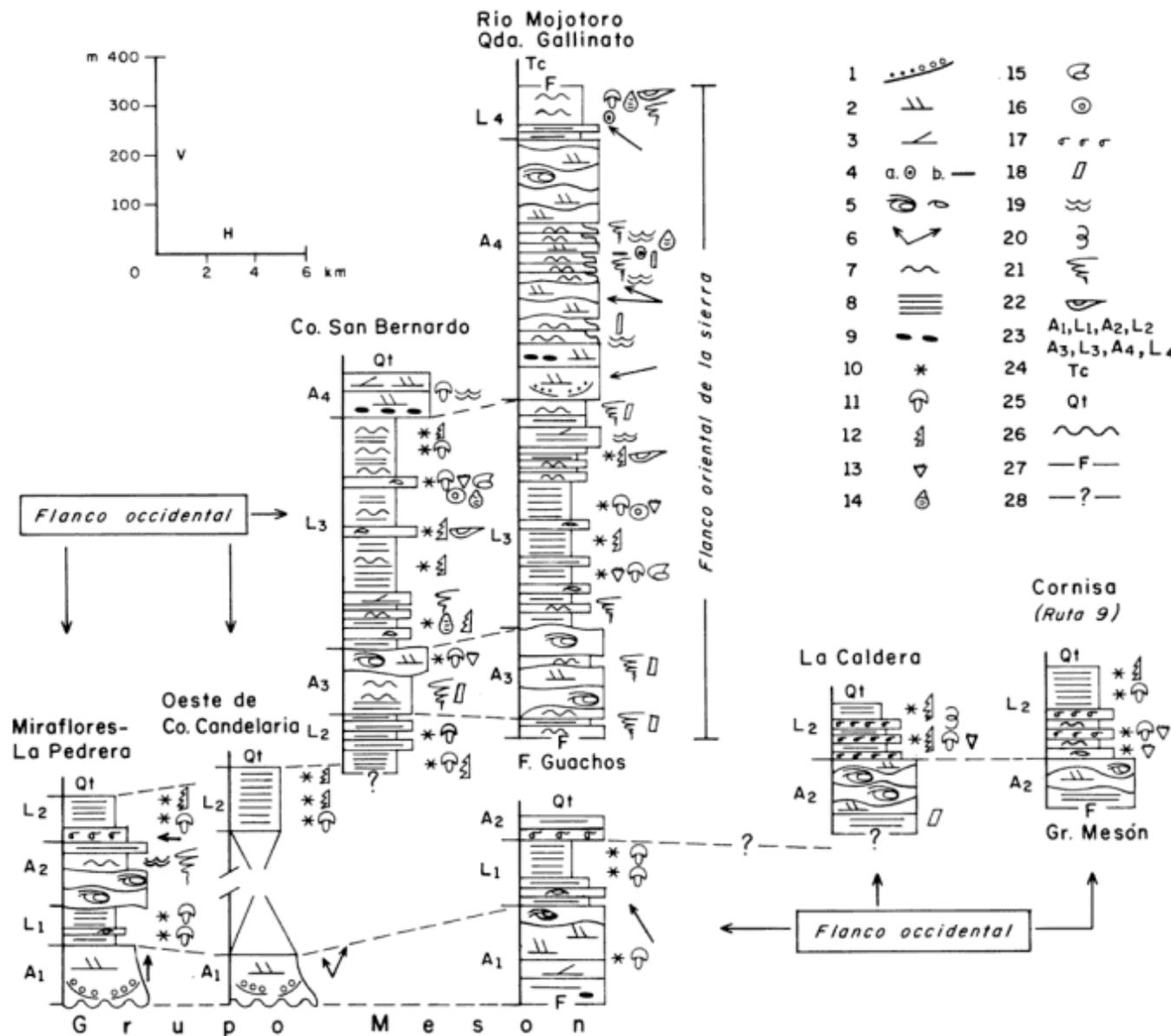


Figura 4. Secciones del Grupo Santa Victoria en la sierra de Mojotoro. 1, Conglomerado grueso-mediano y fino. 2, Laminación de alto ángulo (planar y tangencial). 3, Laminación planar de bajo ángulo. 4, Nódulos (a) y costras (b) fosfáticos. 5, Secuencias HCS. 6, Orientación de paleocorrientes. 7, Laminación ondulosa o flaser. 8, Laminación paralela. 9, Hojuelas de fango. 10, Niveles fosilíferos. 11, Trilobite. 12, Graptolito. 13, Braquiópodo articulado. 14, Braquiópodo inarticulado. 15, Gasterópodo. 16, Crinoideo. 17, Coquina. 18, Skolithos sp. 19, Cruziana sp. 20, Otras trazas fósiles. 21, Bioturbación abundante. 22, Bivalvos. 23, Formaciones La Pedrera (A1), San José (L1), Caldera (A2), Floresta (L2), Aspero (A3), San Bernardo (L3), Mojotoro (A4) y Santa Gertrudis (L4). 24, Terciario indiferenciado. 25, Cuaternario indiferenciado. 26, Contacto discordante. 27, Contacto tectónico. 28, Contacto cubierto.

someras epiclásticas, constituyendo el registro de una plataforma (Plataforma Altiplánica) desarrollada al oeste de la cuenca profunda de la Puna (Moya *et al.* 1993, Monteros *et al.* 1996). El lapso del vulcanismo en la Plataforma Altiplánica es similar al de los depósitos que contienen niveles de ocre volcánico en la Plataforma Chaqueña, desarrollada al este de la cuenca profunda.

Edad. La FCal se habría depositado durante el Tremadoc Temprano. Las coquinas cuarzosas que contiene son portadoras de especies registradas tanto en la Zona de *P.(N.) frequens* como en la de *K. meridionalis*. Al presente estas coquinas no aportaron *P.(N.) frequens*, *J. keideli* ni *K. meridionalis*. Esta última se registró en las lutitas y coquinas calcáreas que cubren a la FCal (base de la Lutita 2).

Formación Floresta (FF, Lutita 2)

Aflora en las secciones 2,3,6,8,10 y 12 y al noreste de la sección 3 (Figs. 1b,c y 4). No se observaron secciones ininterrumpidas de esta unidad, por lo que su espesor total resulta difícil de establecer.

El intervalo de coquinas con *K. meridionalis* grada rápidamente a lutitas arcillosas y limosas de colores gris verdoso y pardo verdoso. Esporádicos bancos compuestos por interlaminações de limo y arcilla o bien de arena muy fina y limo integran secuencias de Bouma tipo Tb-e y Tc-e, que se presentan aisladas (0,05 m) o amalgamadas (hasta 0,30 m de espesor). En algunas de estas secuencias, uno de los componentes es reemplazado por ocre volcánico. Los intervalos fosilíferos son escasos; están representados por niveles tapizados con graptofaunas mono-específicas o poco diversificadas, o bien por aislados organismos conchíferos bien preservados. Las graptofaunas incluyen especies de *Anisograptus*, *Staurograptus*, *Adelograptus* y *Bryograptus* (Moya *et al.* 1994). Entre las faunas conchíferas se destacan especies de *Bienvillea*, *Apatokephalus*, *Basiliella* y una forma recientemente definida, *Shumardia (Conophrys) sulcatus* Malanca (1996). Hacia el techo, la FF intercala bancos tabulares y laminados de arenisca fina y mediana. En este intervalo (transición a la Formación Áspero, sección 8) se registra la aparición de *Notopeltis orthometopa* (Harrington).

La Lutita 2 está bien representada al este del Umbral de Lipán (Figs. 5b y 5c), donde documenta la máxima transgresión acaecida en esta comarca; al oeste de esta estructura, una discordancia trunca distintos niveles de esta unidad (Moya *et al.* 1997, Moya 1997a). La Lutita 2 constituye la unidad ordovícica más antigua hasta ahora documentada en las Sierras Subandinas (Formación Las Moras; Aceñolaza y González 1977).

Edad. La FF habría iniciado su depósito durante

los estadios finales del Tremadoc Temprano y culminado durante el Tremadoc Tardío (Moya *et al.* 1994).

Formación Áspero (FA, Arenisca 3)

Está bien expuesta en la sección 8; en el tramo oriental de la sección 5 sólo aflora su tercio superior (Figs. 1b,c y 4). Está representada por una sucesión de areniscas integrada por: a) Secuencias HCS (términos BH, BHF y BPHF) de arenisca cuarzosa rosada, aisladas o amalgamadas; el término B está constituido por coquinas de braquiópodos y trilobites (*N. orthometopa* presente). b) Arenisca cuarzo-micácea gris y pardo-grisácea, en gruesos bancos suavemente lenticulares con entrecruzamientos poco marcados. c) Intercalaciones de arenisca cuarzosa rosado-morada y arenisca limosa pardo verdosa, con estratificación mediana, laminación ondulosa y moderada cantidad de *Skolithos* sp.

La relación entre la FA y la Formación San Bernardo es transicional y está representada por una facies heterolítica de arenisca cuarzosa gris verdosa y lutita pardo verdosa y verde oliva.

La distribución de la Arenisca 3 se circunscribe a la faja oriental de la Cordillera Oriental. Durante su lapso de depósito, la comarca ubicada al oeste del Umbral de Lipán (Fig. 5b), habría estado sujeta a erosión. Un probable equivalente de la FA en las Sierras Subandinas es el intervalo de arenisca que separa las Formaciones Las Moras y Zanjón (Serie D, de Bellman 1962).

Edad. La FA se habría acumulado íntegramente durante el Tremadoc Tardío (Moya *et al.* 1994).

Formación San Bernardo (FSB, Lutita 3)

Aflora en las secciones 6 y 8 y en el tramo oriental de las secciones 4 y 5 (Figs. 1c y 4). Está constituida por lutitas limosas, limolitas y wackes de grano fino color verde oliva. Éstas intercalan con bancos finos y medianos de arenisca fina laminada y secuencias HCS arenosas (términos PH y PHF). Estas últimas son más frecuentes en la mitad inferior de la FSB, donde ocasionalmente desarrollan un término basal (B) representado por coquina u ocre volcánico coquinoide y excepcionalmente, por depósitos conglomerádicos de flujos densos (*debris flows*).

La FSB es muy fosilífera y presenta intervalos con importante bioturbación. Las faunas conchíferas son dominantes e incluyen trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, bivalvos, cefalópodos, gasterópodos, crinoideos y ostrácodos (Harrington 1938, 1957; Aceñolaza 1973). Las graptofaunas en general se presentan fragmentadas e incluyen, entre otras, distintas especies de clonograptidos, tetragraptidos y didymograptidos (Loss 1951, Moya *et al.*

1994). Recientes hallazgos actualmente en estudio, inducen a confirmar que el límite Tremadoc-Arenig se ubicaría a pocos metros por encima de la base de la FSB.

La relación entre la FSB y la Formación Mojotoro está representada por bancos de wacke fina y limolita que intercalan con otros de arenisca cuarzosa de espesor y frecuencia crecientes.

Facies muy similares a las de la FSB caracterizan a la Lutita 3 en el nor-nordeste de la Cordillera Oriental (Formación Acoite en Santa Victoria y sierra de Zenta) donde, al igual que en la SM, cubre concordantemente a la Arenisca 3. Al oeste del Umbral de Lipán (Fig. 5b), la Lutita 3 (Formación Parcha) desarrolla espesor notablemente mayor, presenta granulometría más fina, faunas conchíferas muy escasas, graptofaunas dominantes y cubre en discordancia a depósitos del Tremadoc Inferior. Un equivalente parcial de la FSB en la Puna argentino-chilena es la Formación Aguada de la Perdiz, de naturaleza volcano-sedimentaria (Monteros *et al.* 1996, Moya 1997b).

Edad. La FSB habría iniciado su depósito en los estadios finales del Tremadoc Tardío y culminado durante el Arenig Medio (Moya *et al.* 1994).

Formación Mojotoro (FM, Arenisca 4)

Está bien representada en el tramo oriental de las secciones 4 y 5; en las secciones 6 y 8 sólo está expuesta su base (Figs. 1c y 4). Espesas acumulaciones de arenisca cuarzosa de colores blanco grisáceo, blanco amarillento, rosado, rosado-morado y morado caracterizan a la FM. En su tercio intermedio intercalan frecuentes intervalos psamopelíticos de reducido espesor, con excepción de dos de ellos más potentes (Fig. 4).

Los depósitos de arenisca cuarzosa integran bancos frecuentemente amalgamados de estratificación tabular y lenticular mediana a gruesa. Ellos presentan laminación paralela y entrecruzamientos planares y tangenciales con orientaciones variables; niveles de conglomerado fino se observan en la base de algunos bancos. En las areniscas de los tramos inferior e intermedio de la FM es frecuente la presencia de *Cruziana sp.* Las areniscas del tramo superior intercalan bancos con estructuras sigmoidales y otros esporádicos con estratificación HCS.

Los intervalos psamopelíticos de la porción intermedia de la FM están integrados por superposiciones de secuencias granodecrescientes de 0,50-1,20 m de espesor. Estas secuencias están limitadas por nítidas superficies de discontinuidad y se inician con arenisca cuarzosa débilmente laminada, que grada a arenisca limosa y lutita de colores verde, gris verdoso o pardo morado, con estructura flaser o lenticular y frecuentes óndulas asimétricas o de interferencia en su

techo. Muchas de estas secuencias contienen nódulos fosfáticos dispersos, los que excepcionalmente se agrupan formando finas costras. La ichnofauna es abundante y distintas secuencias presentan predominio de *Cruziana sp.* o *Skolithos sp.*

Escasos bancos de coquina de lingúlidos con tenores en fosfatos de hasta un 6% intercalan en los dos intervalos psamopelíticos más potentes. Uno de estos intervalos sería el portador de los palinomorfos descritos por Volkheimer *et al.* (1980) en la sección 4.

La relación entre la FM y la Formación Santa Gertrudis (FSG) es una rápida transición caracterizada por intercalaciones de arenisca cuarzosa, wacke y limolita (sección 4). En la sección 5 el contacto es tectónico.

La FM sería equivalente de la Formación Coquena o Complejo Volcanoclástico de la Puna (Arenig Medio-Llandeil; Bahlburg *et al.* 1990, Monteros *et al.* 1996). De acuerdo a Moya (1988a), otros equivalentes de la FM se presentan tanto en las Sierras Subandinas (Formación Labrador) como al oeste del Umbral de Lipán. En esta última comarca sin embargo, la identificación formal de este cuerpo arenoso es diversa. Todos los autores que allí trabajaron coinciden en señalar que por encima de las clásicas lutitas de la Formación Parcha y/o Acoite (Lutita 3), se dispone un litosomo esencialmente arenoso con tonalidades amarillentas, rosadas y moradas (Arenisca 4). Este fue asignado a la Formación Acoite (Benedetto y Malanca 1975, Benedetto 1976), a la Formación Sepulturas (Aceñolaza 1968, Salfity *et al.* 1984a, Moya 1988a, Moya *et al.* 1994), al Miembro Arenoso de la Formación Acoite y a la Formación Sepulturas (Astini y Waisfeld 1993), al Miembro Arenoso de la Formación Acoite y al Miembro Rojo-Morado de la Formación Sepulturas (Astini 1995, Waisfeld 1996).

Astini (1995) incluye parte de las Formaciones Sepulturas, Mojotoro y Labrador en la Aloformación Sepulturas, a la que define como una unidad limitada por discordancias interregionales. Este esquema no se confirma en la SM, donde las relaciones de base y techo de la FM constituyen intervalos de transición más y menos desarrollados respectivamente. Similares relaciones expone Monaldi (1988) para la Formación Labrador. Lo antedicho no descarta la existencia de discontinuidades locales dentro de estas unidades, las que se consideran propias de los ambientes someros que las caracterizan. Es probable que la nítida discontinuidad señalada por Astini (1995) en el área Los Colorados (Fig. 5a), señale un lapso de erosión o no depósito sólo registrado en el borde occidental de la Cordillera Oriental.

Edad. La FM no aportó megafauna diagnóstica. En base a dos asociaciones microflorísticas Volkheimer *et al.* (1980) establecieron una edad mínima llanvirniana para la porción intermedia de la FM.

De acuerdo a la edad de las unidades que la limitan -FSB y FSG- la FM habría iniciado su depósito durante el Arenig Medio y culminado durante el Llanvirn, probablemente Llanvirn Tardío (Llandeiliano, de acuerdo a las nuevas propuestas de Webby 1995, Fortey 1995).

Formación Santa Gertrudis (FSG, Lutita 4)

Fue relevada en el tramo oriental de las secciones 4 y 5 y reconocida en su perfil tipo (quebrada homónima, Harrington 1957). La FSG está compuesta por wackes finas y medianas algo micáceas y limolitas de colores gris y gris verdoso oscuros, con laminación ondulosa y estratificación poco marcada. Presenta intervalos con importante bioturbación o con nódulos fosfáticos aislados. En forma subordinada intercalan bancos de caliza gris oscura fosfática y arenisca cuarzosa gris. Las psamitas son más frecuentes y potentes en el tercio basal de la FSG.

La megafauna está compuesta principalmente por bivalvos (Sánchez 1986) y trilobites (Harrington 1957, Monaldi y Monaldi 1978, Monaldi 1982). Entre éstos se destacan *Hoekaspis schlagintweiti* Harrington & Leanza, *Synhomalonotus kobayashii* Harrington & Leanza y *Brongniartella zaplensis* (Harrington & Leanza), los que de acuerdo a Waisfeld (1996) corresponderían a *Hoekaspis sp.nov.*, *Neseuretus (Neseuretus) sp.* y *Huemacaspis sp.nov.* Por otro lado, los niveles calcáreos aportaron una rica fauna de conodontes (Monaldi y Monaldi 1978, Albanesi y Rao 1996).

El techo de la FSG está afectado por fallas submeridianas que permitieron el corrimiento de los depósitos paleozoicos sobre los terciarios (Grupo Orán), ubicados al este.

Harrington (1957) correlacionó la FSG con la Formación Sepulturas de la margen occidental de la quebrada de Humahuaca y con la Formación Capillas de la sierra de Zapla (Sierras Subandinas) (Fig. 5a). Recientemente, Waisfeld (1996) ratifica esta correlación y comunica el hallazgo de *Hoekaspis sp.nov.* ("*H.schlagintweiti*") en el Miembro Verde de la Formación Sepulturas (*sensu* Astini 1995) y equipara esta unidad con las anteriores. Sin descartar la alta probabilidad de estas correlaciones, no deja de inquietar que los conodontes de la FSG fueron atribuidos al Llandeiliano-Caradociano Inferior, en tanto que los de la Formación Capillas al Volkhoviano Inferior (Arenigiano Medio-Superior) (Monaldi *et al.* 1986). Como se desprende del análisis de Waisfeld (1996), es posible que las distintas especies del endémico género *Hoekaspis* puedan desarrollarse secuencialmente y no sincrónicamente; sus registros sin embargo, deben ser ajustados con graptofaunas o conodontes.

Edad. La FSG fue tradicionalmente asignada al Llanvirniano en base a la presencia de *H. schlagintweiti*, especie que fue considerada indicativa del Llanvirniano Inferior por Harrington (1957) o como integrante de asociaciones llanvirnianas (fauna de *Hoekaspis*) por Benedetto (1976). Sin embargo, de acuerdo a Monaldi y Monaldi (1978) y Monaldi (1982), los trilobites y conodontes asociados con dicha especie en la FSG, sugerían una edad llandeiliano-caradociana, similar a la propuesta por Sánchez (1986) en base a una fauna de bivalvos. Recientemente, Albanesi y Rao (1996) asignan al Caradociano Inferior una conodontofauna procedente del tramo superior de la FSG. En base a estos datos, es probable que la FSG haya iniciado su depósito a partir del Llandeiliano y continuado durante el Caradociano Temprano.

Interpretación paleoambiental

A diferencia del Grupo Mesón, las faunas contenidas en las unidades del Grupo Santa Victoria testimonian su vinculación con ambientes francamente marinos. La excepción a esta generalidad, la constituye el intervalo psamopsefítico de la base de la FLP. En base a la geometría, espesor, características texturales y composicionales (con importante contenido de clastos extracuencales) de los conglomerados y a la naturaleza de las areniscas asociadas, se asigna estos depósitos a facies de barras, canales y planicies aluviales vinculados a un sistema de ríos entrelazados (*braided*).

Los primeros registros de ambiente marino de la FLP, corresponden a las areniscas limpias, con hojuelas de fango y laminación paralela y planar de bajo ángulo que cubren a las facies anteriores. Ellas se atribuyen a depósitos costaneros, que luego evolucionarían a un sistema subtidal de barra e interbarra de anteplaya (*shoreface*), sometido a eventos de tormenta (tramo superior de la FLP).

La incorporación paulatina de material pelítico, intercalado con tempestitas de menor granulometría y espesor, se considera indicativo de niveles de energía más bajos, posiblemente referidos a la zona de transición entre la plataforma interna y la externa (transición entre la FLP y la FSJ). El franco predominio de pelitas portadoras de fauna bentónica dominante que caracteriza a la FSJ, se asimila a un ambiente lutítico de plataforma externa proximal a intermedia (*offshore*).

El primer episodio de somerización estaría documentado por la abundancia de tempestitas arenosas y barras o bancos arenosos que habrían progradado sobre la plataforma lutítica, regresando al subambiente de anteplaya o *shoreface* (FCal, Arenisca 2). El

lapso de esta progradación se correspondería con un evento global de regresión: Peltocare Regressive Event (PRE; Erdtmann 1986).

Los registros de la transgresión que sobreviene a esta caída eustática corresponden a la FF. Su litología de pelitas finas laminadas con esporádicos y delgados bancos de tempestitas distales ("tempestitas turbidíticas" *sensu* Gabaldón 1991) y la escasa aunque bien preservada fauna conchífera, sugieren para su depósito un subambiente de plataforma externa distal (*offshore*), probablemente sometido al ascenso de corrientes de densidad (*upwelling*), a las que tradicionalmente se vinculan niveles tapizados con graptofaunas como los observados en la FF.

Durante el Tremadoc Tardío se registra una nueva somerización documentada en la FA. Las facies de arenisca con *Skolithos sp.*, arenisca con entrecruzamientos y tempestitas intermedias y proximales, se atribuyen a un subambiente de anteplaya intermedia a proximal, que ocasionalmente habría alcanzado niveles más someros de la zona intertidal inferior. Esta regresión se correspondería con el Ceratopyge Regressive Event (CRE, Erdtmann 1986). Tanto el CRE, como el PRE fueron señalados para la Cordillera Oriental argentina por Moya *et al.* (1994) y corroborados por Erdtmann *et al.* (1995) para el sur de Bolivia. El CRE estuvo acompañado por un episodio tectónico -fase Tumbaya (Moya 1997a)- que modificó la batimetría de la plataforma (Fig. 5c).

Dicho episodio tectónico culminó con una transgresión generalizada que, en la SM, está documentada en las lutitas, limolitas y wackes de la FSB. La abundante fauna bentónica e ichnofauna contenidas en esta unidad, junto a la presencia de tempestitas arenosas, sugieren para su depósito un ambiente somero, por encima del nivel de olas de tormenta, el que se atribuye a la zona de transición entre la plataforma interna y la externa (*shoreface* distal-*offshore* proximal).

La última regresión documentada en la SM está representada por las areniscas cuarzosas que caracterizan a la FM. Ellas se interpretan como depósitos de barras y canales desarrollados en la zona de transición entre los ámbitos subtidal e intertidal (*shoreface* superior-*foreshore* inferior). Los frecuentes intervalos psamopelíticos que intercalan entre las areniscas cuarzosas de la porción intermedia de la FM, se asimilan a sucesivos estadios de mayor somerización, que habrían permitido la acumulación de secuencias granodecrecientes en un ambiente intertidal bajo a intermedio. La presencia de nódulos y costras fosfáticos en esas secuencias, sugieren que su depósito ocurrió bajo condiciones de lenta sedimentación y escaso aporte detrítico, condiciones que favorecieron la intensa bioturbación que las afecta. Lapsos críticos de no depósito estarían documentados en las nítidas

superficies de discontinuidad que separan estas secuencias.

El registro ordovícico más joven en la SM corresponde a las wackes, limolitas y calizas oscuras de la FSG. La estratificación poco marcada, ausencia de entrecruzamientos, predominio de laminación ondulosa, megafauna exclusivamente bentónica e importante bioturbación que presentan estos depósitos, sugieren un ambiente somero y tranquilo, influenciado por la acción de olas aunque no de corrientes, asimilable a la zona de anteplaya inferior. Se asume que este ambiente estuvo sometido a condiciones de circulación restringida y de lenta sedimentación, por el contenido en materia orgánica de los depósitos, presencia de nódulos fosfáticos y calizas fosfático-fosilíferas asociadas. Estas condiciones probablemente respondieron a un aislamiento de las áreas ubicadas al este del Umbral de Lipán, en respuesta a una mayor emersión de esta estructura.

Consideraciones Regionales

La Fig. 5a muestra las referencias geográficas empleadas en el bosquejo paleogeográfico (Fig. 5b) correspondiente a la Plataforma Chaqueña que, durante el Ordovícico, se desarrolló al este de la cuenca profunda de la Puna. Los depósitos vinculados a esta plataforma se emplazan en Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y se prolongan al este, en el subsuelo de la Llanura Chaqueña (fuera de los límites de las figs.). En la Fig. 5b se observa que el Umbral de Lipán dividió la Plataforma Chaqueña en un área oriental y otra occidental (tramados horizontal y oblicuo respectivamente). El área occidental a su vez, estuvo limitada al oeste por el Alto de Cobres, vigente durante el Cámbrico y el Tremadoc (Moya 1997a). Este marco estructural condicionó que durante estos tiempos, el área occidental fuese un ámbito más somero, protegido y tranquilo que el área oriental.

Las tres formaciones del Grupo Mesón están bien representadas al este del Umbral de Lipán (Figs. 5b y 5c), en las comarcas de Santa Victoria e Iruya, sierra de Zenta y quebrada de Humahuaca, donde mantienen características similares a las observadas en la SM. En contraposición, los afloramientos del Grupo Mesón en el área occidental (al oeste del Umbral de Lipán) se restringen al tramo austral de dicha área -hasta un poco al sur de Los Colorados (Figs. 5a, 5b)- y sus depósitos exhiben características algo diferentes a las de la SM, pese a registrar espesor y acuñaamiento similares en ambas comarcas. Así:

-El tramo inferior de la FL en el área occidental, presenta escasos entrecruzamientos y aisladas y delgadas intercalaciones de conglomerado fino. Las are-

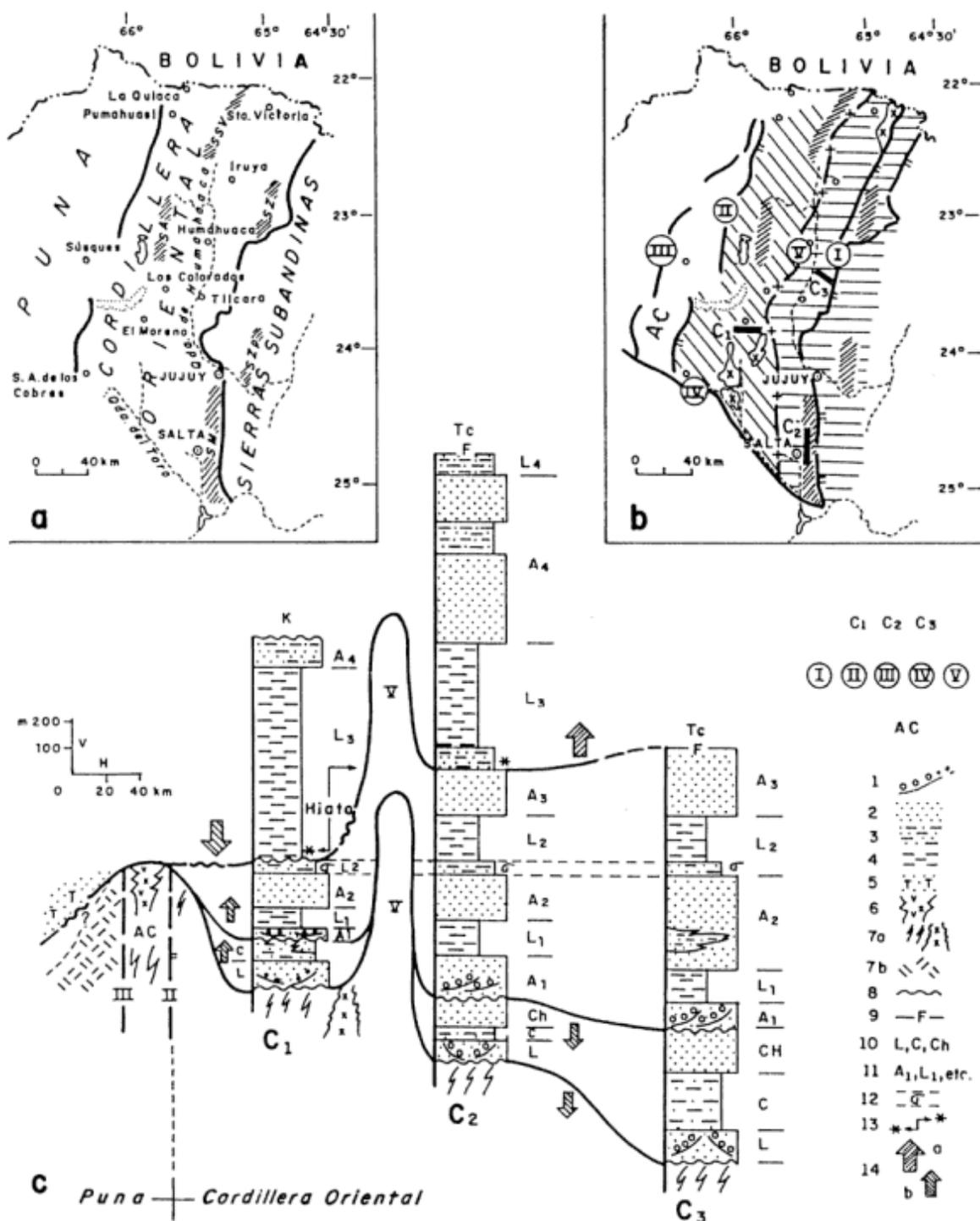


Figura 5: a. Referencias geográficas. Sierras de Santa Victoria (SSV), Aguilar (SA), Zenta (SZ), Zapla (SZp), Mojotoro (SM). b. Bosquejo paleogeográfico de la Plataform Chaqueña (ampliado de Moya, 1988a). Tramados horizontal y oblicuo, áreas oriental y occidental respectivamente. c. Esquema de evolución de los Grupos Mesón y Santa Victoria, válido para el Cámbrico Superior-Arenig Medio (tomado de Moya, 1997a). 1, Conglomerado grueso-mediano y fino. 2, Unidad con 70% o más de arenisca. 3, Unidad heterolítica de lutita (50%) y arenisca o wacke. 4, Unidad con 70% o más de lutita. 5, Turbiditas de la Puna (espesor sin escala). 6, Lavas e intrusivos del Ordovícico Inferior. 7, Basamento: (a) de Cordillera Oriental y (b) de Puna. 8, Discordancia. 9, Falla. 10, Unidades del Grupo Mesón. 11, Unidades del Grupo Santa Victoria. 12, Zona de K. meridionalis. 13, Zona de T. approximatus. 14, Movimientos relativos del sustrato: (a) pronunciados y (b) suaves. Referencias comunes en Figuras 5b y 5c. C1, Columna integrada El Angosto-San José de Chañi. C2, Columna integrada sierra de Mojotoro. C3, Columna integrada quebradas Tres Ciénegas-El Arenal-Humacha. I, Frente Oclóyico Oriental. II, Frente Púnico. III, Frente Oclóyico Occidental. IV, Lineamiento El Toro. V, Umbral de Lipán. AC, Alto de Cobres.

niscas del tramo superior de la FL exhiben abundante bioturbación y son de color morado intenso. Ellas gradan a una facies heterolítica morada y bioturbada equiparable al Miembro Morado de la FC en la SM; es decir, la FC no desarrolla el Miembro Verde inferior, el cual, también tiene escaso desarrollo en la SM.

-Las areniscas de la FCh están ausentes o exigüamente representadas en el área occidental. Por lo general, el Miembro Morado subyace a otro intervalo heterolítico y bioturbado similar aunque de aspecto abigarrado, en el cual, los paquetes pelíticos constan de interlaminações de lutita verde y morada. Este intervalo abigarrado de la FC es el que subyace al Grupo Santa Victoria en la mayoría de los perfiles. Cuando la FCh está presente (exiguos y aislados afloramientos), el intervalo abigarrado está ausente, con la consiguiente reducción de espesor de la FC. Por ello se considera que la ausencia de la FCh no se debe a que haya sido eliminada por erosión, sino a que la facies de arenisca que la caracteriza, interdigita lateralmente con la facies heterolítica abigarrada de la FC (Fig. 5c). Esta consideración supone que las condiciones más tranquilas y someras que permitieron el depósito de la FC, perduraron durante el lapso de depósito de la FCh en gran parte de la comarca occidental.

Pese a que la cuenca marina tremadociana traslapó ampliamente los límites de la cuenca cámbrica, heredó de ésta el marco estructural brindado por el Umbral de Lipán y el Alto de Cobres. En la comarca occidental persistieron condiciones someras y de circulación restringida que posibilitaron la acumulación primaria de sulfuros, sulfatos, fosfatos y carbonatos autigénicos durante el Tremadoc Temprano (Moya 1988a) y la generación de una discordancia cuyo hiato involucra el Tremadoc Tardío (Moya *et al.* 1997). A partir de fines del Tremadoc Tardío se inicia la basculación de la Plataforma Chaqueña hacia el oeste y la inversión de las condiciones batimétricas de la plataforma a uno y otro lado del Umbral de Lipán (Moya 1997a) (Fig. 5c).

Como se muestra en la fig., el espesor de las unidades del Tremadoc Inferior son sensiblemente menores en el área occidental. En ésta, la Arenisca 1, base del Grupo Santa Victoria, se inicia con facies de psamitas similares a las que en la FLP de la SM se asignaran a depósitos de planicies aluviales. La facies de conglomerado en cambio, está pobremente representada en lentes aisladas de escaso espesor y granulometría menor. Pese a ello, la nítida superficie de discontinuidad que separa a los Grupos Mesón y Santa Victoria -discordancia Iruya- es manifiesta.

La discordancia Iruya tiene expresión más evidente al este del Umbral de Lipán. Potentes cuerpos de conglomerado mediano a grueso, alargados según rumbo meridiano, de geometría lenticular y diseño

cordiforme, similares a los de la base de la FLP en la SM, se disponen a lo largo de una faja bien definida de rumbo actual NE-SO. Esta faja incluye las comarcas de Santa Victoria e Iruya, sierra de Zenta, margen oriental de quebrada de Humahuaca y SM (Figs. 5a, 5b). A lo largo de esta faja, los fenómenos de erosión son notables; en algunas áreas de la quebrada de Humahuaca, la FCh -e inclusive parte de la FC- fueron suprimidas. En estos casos, las psefitas con las que se inicia el Grupo Santa Victoria presentan significativo incremento de clastos procedentes del Grupo Mesón.

Algunos autores (Fernández *et al.* 1982, Ruiz Huidobro 1975, entre otros) cuestionaron la existencia de la discordancia Iruya; otros la atribuyeron a procesos tectónicos (Turner 1960, Turner y Méndez 1975, Russo y Barcat 1978, Moya 1988a) y finalmente otros a una caída eustática acaecida durante finales del Cámbrico Tardío (Moya *et al.* 1994). En esta síntesis se vertirán los conceptos que sustentaron la última interpretación, expuestos por Moya (1988b, 1997c).

La escasa a nula angularidad que exhibe la relación entre los Grupos Santa Victoria y Mesón evidencia que este último no sufrió plegamiento. El truncamiento erosivo que compromete distintos niveles del Grupo Mesón, manifiesta que los procesos erosivos no fueron uniformes en toda la cuenca. La buena preservación de la cuenca del Grupo Mesón, sugiere que el hiato de la discordancia Iruya debió ser breve.

Por otro lado, el Grupo Santa Victoria se inicia con areniscas y conglomerados aluviales. Las primeras predominan en la comarca occidental de la Cordillera Oriental, área en la que se habrían desarrollado extensas planicies aluviales. En la comarca oriental en cambio, predominan facies de barras y canales, cuya naturaleza psefítica enfatiza su relación discordante con el Grupo Mesón, al tiempo que abre interrogantes sobre su origen.

Como se expresara oportunamente, los depósitos aluviales de la base del Grupo Santa Victoria son cubiertos por facies de arenisca fosilífera. Esta facies es diacrónica: hacia el norte y oeste de la Cordillera Oriental, es portadora de *P.(N.) frequens* (Barrande) (Cámbrico Tardío-Tremadoc Temprano); hacia el sur de esta región (SM) contiene *J.keideli* (Tremadoc Temprano).

Shergold (1988) considera que la aparición de *P.(N.) frequens* coincidiría con la de *Hirsutodontus hirsutus* (conodonte), hecho parcialmente comprobado por Rao y Hünicken (1995). Un episodio de transgresión durante la Subzona de *H. hirsutus* (Trempealeauano tardío), fue documentado en Texas por Miller (1984); de acuerdo a este autor, este episodio sucede a una regresión que culmina con el hiato del primer episodio del Lange Ranch Eustatic Event

(LREE 1), de probable origen glacial. Así, es posible postular que la secuencia progradante de la FCh pueda ser equivalente al evento regresivo que precede al LREE 1 y que el hiato de la discordancia Iruya sea, al menos parcialmente, equivalente con el hiato del LREE 1. Esta consideración supone que, si efectivamente el LREE correspondió a un episodio glacioeustático, la Plataforma Chaqueña debió ubicarse en áreas de influencia glacial o periglacial. Precisamente, las faunas paleozoicas más antiguas de esta región (Cámbrico Tardío-Tremadoc Temprano) muestran estrechas afinidades con las de Baltoescandinavia (Harrington 1957, Moya *et al.* 1994, Maletz y Ortega 1995), que caracterizan paleolatitudes altas a intermedias (McKerrow y Scotese 1990). Por tanto, un ámbito al menos periglacial es posible inferir para el lapso de depósito de las facies aluviales gruesas del Grupo Santa Victoria. Al respecto, facies aluviales gruesas son mencionadas como respuesta a episodios glaciales o a procesos tectónicos (compresivos y/o distensivos) importantes (Rust y Koster 1984).

En función de la falta de plegamiento en el Grupo Mesón, de invocarse tectonismo en la Plataforma Chaqueña, éste debiera ser distensivo, más efectivo al este que al oeste del Umbral de Lipán y las principales áreas de aporte debieran ubicarse al este de la faja de conglomerados. Sin embargo, el escaso espesor de los conglomerados (con potencias de hasta 40 m), torna difícil vincularlos con depósitos de conos aluviales aledaños a un frente activo, salvo que el tectonismo haya sido de poca intensidad.

En base a lo expuesto, se considera que el principal factor que condicionó el lapso de erosión de la discordancia Iruya y la consiguiente acumulación de los depósitos aluviales de la base del Grupo Santa Victoria, fue eustático, probablemente vinculado a un episodio glaciario (LREE 1). Si este episodio eustático del Cámbrico Tardío estuvo acompañado por tectonismo, éste debió ser distensivo y de muy poca intensidad. Importa aclarar que Moya *et al.* (1994) consideraron que la discordancia Iruya coincidía con la caída eustática del LREE 1 y con la del Acerocare Regressive Event (ARE, Erdtmann 1986), en virtud de la equivalencia que este autor postulara entre ambos episodios. Recientemente Miller (1995), ajusta la cronología de estos eventos y ubica al ARE por encima del LREE.

Restaría comentar que la relación de techo del Grupo Santa Victoria en la casi totalidad de la Cordillera Oriental es similar a la que presenta en la SM; es decir, subyace en discordancia al Grupo Salta. Sólo en el área de Santa Victoria (Fig. 5a) es cubierto en discordancia por las fangolitas guijarrosas de la Formación Mecoyita (equivalente de la Formación Zapla, Ashgill Tardío). La discordancia de referencia, fase Oclóyica (Turner y Méndez 1975), está amplia-

mente documentada en la vecina región de Sierras Subandinas, donde la sucesión ordovícica culmina con un cuerpo de arenisca de probable edad caradociana temprana (Formación Centinela), aún no reconocido en la Cordillera Oriental. La relación entre las Formaciones Centinela y Zapla es regionalmente -y no localmente- angular.

En el tramo austral de la sierra de Zenta (Fig. 5a), el Grupo Santa Victoria culmina con registros del Arenig Temprano (parte de Lutita 3) y es cubierto por la Formación Lipeón (que habría iniciado su depósito en el Llandover Temprano, Monteros *et al.* 1993). Ello indica que la Arenisca 4, Lutita 4 y eventualmente Formación Centinela, fueron erosionadas con anterioridad al Llandover y que la Formación Zapla no logró depositarse en esta comarca, comparativamente más elevada que las áreas orientales subandinas. De acuerdo a Salfity *et al.* (1975), la Cordillera Oriental habría formado parte del Arco Púnico, el cual, durante el Silúrico-Devónico, habría separado las subcuencas puneña y subandina. Se considera probable que el área emergente a subemergente que dividió la cuenca silúrico-devónica habría sido más angosta que la asignada al Arco Púnico. Dicha área pudo coincidir con la antigua estructura del Umbral de Lipán. Esta estructura constituiría el frente oriental de deformación oclóyica, cuyas evidencias fueron reconocidas por Mon y Hongn (1987) en el borde occidental de la Cordillera Oriental y particularmente en la Puna, en cuyo extremo occidental, la Formación Salar del Rincón (Ashgill Tardío-Llandover Temprano) cubre en marcada discordancia angular a sedimentitas y piroclastitas del Tremadoc Inferior (Moya *et al.* 1993).

Conclusiones

Se reconocen tres unidades en el basamento de la sierra de Mojotoro (SM). Dos de ellas previamente definidas (Formaciones Sancha y Puncoviscana). Se define la Formación Guachos *nom.nov.* para caracterizar la unidad más joven del basamento de la SM. Dicha unidad se corresponde totalmente con depósitos del basamento descritos en otras áreas y cuyo lapso de sedimentación no sería más antiguo que Cámbrico Temprano a Medio.

Se postula la probable existencia de una discordancia primaria que separaría a la Formación Guachos del resto del basamento de la SM.

Se describen once formaciones del Paleozoico inferior en la SM, correspondientes a los Grupos Mesón (Cámbrico Tardío) y Santa Victoria (Cámbrico Tardío-Caradoc Temprano).

Se muestran evidencias que el Grupo Mesón se acuña hacia el sur de la SM. Se considera que en esta

región, el borde de la cuenca cámbrica coincide con la falla Quebrada Honda, emplazada en el tramo austral de la SM.

Se confirma que la falla San Agustín constituye un borde de erosión de la cuenca ordovícica.

Los depósitos del Grupo Mesón en la SM se asignan a un ambiente de planicie de marea, en el cual, la Formación Campanario (FC) representa los depósitos más proximales.

Se muestran evidencias que señalan que la FC representa los depósitos más proximales del Grupo Mesón no sólo en la SM, sino en toda la cuenca.

Se sugiere elevar el rango de las formaciones originalmente definidas para el Grupo Santa Victoria (Formaciones Santa Rosita y Acoite).

Se describen conglomerados y psamitas en la base del Grupo Santa Victoria, que se asignan a depósitos aluviales gruesos vinculados a un sistema de ríos entrelazados (*braided*).

Se detectan ocos volcánicos en unidades del Tremadoc Temprano - Arenig Temprano en el Grupo Santa Victoria de la SM. Estos lapsos coinciden con eventos volcánicos acaecidos en el borde occidental de la Puna.

Se confirman, establecen o discuten correlaciones regionales de los distintos cuerpos de roca que integran el Grupo Santa Victoria en la SM.

Se confirma que la naturaleza del Grupo Santa Victoria en la SM, responde a fluctuaciones eustáticas que condicionaron su depósito en ambientes que alternan desde plataforma externa distal a zonas intertidales intermedias.

Se presentan evidencias que señalan al área occidental de la plataforma marina ordovícica desarrollada al este de la Puna (Plataforma Chaqueña), como un ámbito más somero, protegido y tranquilo desde el Cámbrico Tardío (depósito del Grupo Mesón) hasta el Tremadoc Tardío. Se comenta la discordancia que en esta área se generó durante el Tremadoc Tardío, a la que se vincula la concentración de sulfuros, sulfatos y carbonatos singenéticos contenidos en depósitos del Tremadoc Inferior.

Se señala la basculación hacia el oeste de la Plataforma Chaqueña a partir de finales del Tremadociano Tardío y la consiguiente inversión en la batimetría de la plataforma (fase Tumbaya).

Se discute la distribución y características de los depósitos aluviales de la base del Grupo Santa Victoria. Se interpreta que los expuestos en el área occidental de la Cordillera Oriental se vinculan a planicies aluviales más desarrolladas que en el área oriental de esta región, donde predominan facies de barras y canales fluviales.

Se discuten parámetros que señalan que la discordancia Iruya no estuvo vinculada a plegamiento.

Se asume que la discordancia Iruya, muy bien expresada en la SM, podría vincularse con una caída

eustática global (Lange Range Eustatic Event 1), de probable origen glacial, acaecida durante el Cámbrico Tardío. Si a este evento acompañaron procesos tectónicos, éstos debieron ser distensivos y de muy poca intensidad.

Se postula que el Umbral de Lipán constituyó el frente oriental de la deformación oclóyica, con claras evidencias de plegamiento en la Puna y borde occidental de la Cordillera Oriental.

Agradecimientos

Al doctor Luis Spalletti y a uno de los árbitros anónimos cuyas sugerencias contribuyeron a enriquecer este trabajo. Las tareas fueron posibles gracias al apoyo del Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Salta y del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, entidades a las cuales expreso mi reconocimiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1968. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (Provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (3): 207-222.
- Aceñolaza, F.G., 1973. *Sanbernardaspis pygacantha* nov. gen. et nov. sp. (Trilobita-Asaphidae) del cerro San Bernardo, Salta, República Argentina. Ameghiniana, 10 (2): 132-138.
- Aceñolaza, F.G., 1986. Los estratos tremadocianos y el problema del límite Cambro-Ordovícico en Latinoamérica. Revista del Instituto de Geología y Minería, 6: 7-12.
- Aceñolaza, F.G., Fernández, R.I. y Manca, N., 1982. Caracteres bioestratigráficos y paleoambientales del Grupo Mesón (Cámbrico Medio-Superior), centro-oeste de América del Sur. Estudios Geológicos, 38:385-392.
- Aceñolaza, F.G. y González, O., 1977. El Ordovícico de la zona de Arroyo Volcán, Sierra de Santa Bárbara, Prov. de Jujuy. Revista del Instituto de Geología y Minería, 2: 125-137.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J., 1988. The Puncoviscana Formation (Late Precambrian-Early Cambrian). Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. En: Bahlburg, H., Breikreuz, Ch. y Giese, P. (Eds.): The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, 17, pp. 25-38, Springer-Verlag, Heidelberg.
- Albanesi, G. y Rao, R., 1996. Conodont fauna from the Santa Gertrudis Formation (Middle-Late Ordovician), Eastern Cordillera, Northwestern Argentina. Abstracts Sixth International Conodont Symposium (ECOS VI): 3. Warszawa.
- Alonso, N.A. y Marquillas, R.A., 1981. Trazas fósiles de la Formación Campanario (Grupo Mesón, Cámbrico) en el norte argentino. Consideraciones ambientales y geocronológicas. Revista del Instituto de Geología y Minería, 4: 95-110.
- Astini, R.A., 1995. Interpretación estratigráfica de la Formación Sepulturas (Ordovícico Inferior) y unidades análogas del noroeste argentino: La Aloformación Sepulturas. Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 9-14. Tucumán.
- Astini, R.A. y Waisfeld, B.G., 1993. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Ordovícico Inferior (Formaciones Acoite y Sepulturas) al oeste de Purmamarca, Cordillera Oriental argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 96-106. Mendoza.

- Bahlburg, H., Bretkreuz, Ch., Maletz, J., Moya, M.C. y Salfity, J.A., 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the Northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. *Newletters on Stratigraphy*, 23 (2): 69-89.
- Baldis, B.A. y Omarini, R., 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 64-78. S. C. Bariloche.
- Bellman, N.R., 1962. Estudio geológico de la sierra de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 3 (6): 7-39.
- Benedetto, J.L., 1976. Una nueva especie del género *Hoekaspis Kobayashi* de la provincia de Jujuy, con consideraciones acerca de las faunas llanvirnianas de Argentina y Bolivia. *Ameghiniana*, 13 (3-4): 300-311.
- Benedetto, J.L. 1977. Una nueva fauna de trilobites tremadocianos de la provincia de Jujuy (sierra de Cajas), Argentina. *Ameghiniana*, 14 (1-4): 186-214.
- Benedetto, J.L. y Malanca, S., 1975. Los trilobites ordovícicos de Los Colorados (Departamento de Tumbaya, Provincia de Jujuy). *Actas 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 149-173. Tucumán.
- Cortezzi, C.R. y Iasi, R., 1976. Rocas filonianas en el Grupo Mojotoro (Ordovícico), al NE de la ciudad de Salta, Provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 7 (1-2): 21-28.
- Dott, R.H. Jr. y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bulletin of the Geological Society of America* 93: 663-680.
- Durand, F.R., 1993. Las Ichnofacies del Basamento Metasedimentario en el Noroeste Argentino: Significado Cronológico y Aspectos Paleogeográficos. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 260-267. Mendoza.
- Durand, F.R. y Aceñolaza, F.G., 1990. Caracteres Biofaunísticos, Paleoecológicos y Paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica 4:209-219*. Tucumán.
- Erdtmann, B.-D., 1986. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution. En: Walliser, O. (Ed.). *Global Bio-Events. Lecture Notes In Earth Sciences*, 8: 139-152, Springer-Verlag, Heidelberg.
- Erdtmann, B.-D., Kley, J., Müller, J. y Jacobshagen, V., 1995. Ordovician basin dynamics and new graptolite data from the Tarija Region, Eastern Cordillera South Bolivia. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.). *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 69-73. Las Vegas.
- Fernández, R., Guerrero, C. y Manca, N., 1982. El límite Cambro-Ordovícico en el tramo medio y superior de la quebrada de Humahuaca. Provincia de Jujuy, Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 3-22. Buenos Aires.
- Fortey, R.A., 1995. The Ordovician Series of the Historical Type Area: Revision as a contribution to their utility in international correlation. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.). *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 11-13. Las Vegas.
- Gabaldón, V., 1991. Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Instituto Tecnológico GeoMinero de España. *Publicación Especial*, 93 p. Madrid.
- González Barry, C. y Alonso, R.N., 1984. Nuevos graptolitos del Tremadociano superior del norte de Argentina. *Memorias 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 62-67. México.
- González Bonorino, G. y Sánchez, M.C., 1996. Discontinuidades estratigráficas en el Grupo Mesón (Cámbrico), Cordillera Oriental, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 413. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1938. Sobre las faunas del Ordoviciano Inferior del norte argentino. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*, Sección Paleontología, 1 (4): 109-189.
- Harrington, H.J., 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: Harrington, H.J. y Leanza, A.F. (Eds.): *Ordovician Trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication, 1: 1-59. Lawrence.
- Herrero Ducloux, A., 1940. Sobre los fenómenos de corrimiento en ambos lados de la quebrada de Juella, Departamento de Tilcara (Provincia de Jujuy). *Publicación de la Universidad Nacional de La Plata, Instituto del Museo*, Tesis 2, 86 p., La Plata.
- Hongn, F.D., 1996. La estructura Pre-Grupo Mesón (Cámbrico) del basamento del valle de Lerma, provincia de Salta. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 137-145. Buenos Aires.
- Hongn, F.D. y Moya, M.C., 1993. Problemas estructurales en el basamento de la sierra de Mojotoro. *Actas 8º Reunión de Microtectónica*: 39-42. S.C. Bariloche.
- Jezeq, P., 1990. Análisis Sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica 4*: 9-35. Tucumán.
- Juárez, C.A. y Boso, M.A., 1993. Secuencia de plataforma dominada por tormentas en la Formación La Pedrera (Ordovícico Inferior), sierra de Mojotoro, Salta, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 107-115. Buenos Aires.
- Kumpa, M. y Sánchez, M.C., 1988. Geology and sedimentology of the Cambrian Grupo Mesón (NW Argentina). En: Bahlburg, H., Bretkreuz, Ch. y Giese, P. (Eds.). *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, 17, pp. 39-54. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Lork, A., Müller, H., Kramm, U. y Grauert, B., 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la Fm. Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (Prov. de Salta, Argentina). En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica 4*: 199-208. Tucumán.
- Loss, R. 1951. Contribuciones al conocimiento de las faunas graptolíticas del norte argentino. 1. Graptolites del Cerro San Bernardo (Salta) y zona del Dique La Ciénaga (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6 (1): 21-61.
- Malanca, S., 1996. Morfología y Ontogenia de un nuevo *Shumadiidae* (Trilobita) del Tremadociano de la sierra de Mojotoro, Salta, Argentina. *Memorias 12º Congreso Geológico de Bolivia*, 1: 391-399. Tarija.
- Maletz, J. y Ortega, G., 1995. Ordovician graptolites of South America: Paleogeographic Implications. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.). *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 189-192. Las Vegas.
- Manca, N., 1986. Caracteres icnológicos de la Formación Campanario (Cámbrico Superior) en Salta y Jujuy. *Ameghiniana*, 23 (1-2): 75-87.
- McKerrow, W.S. y Scotese, C.R., 1990. Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. *The Geological Society London Memoir*, 12, 435 p. Londres.
- Miller, J. F., 1984. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism. En: Clark, D.L. (Ed.) *Conodont Biofacies and Provincialism*. Geological Society of

- America, Special Paper 196: 43-68. Boulder.
- Miller, J. F., 1995. Acid insoluble residues, Regressive-Transgressive Events, and Conodont Biostratigraphy in the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Western Utah and Central Texas. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.). *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 99-104, Las Vegas.
- Mon, R. y Hongn, F., 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2):31-38.
- Mon, R. y Hongn, F. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (1): 3-14.
- Monaldi, C.R., 1982. Reasignación genérica de *Calymenella?* zaplensis, Harrington y Leanza, 1957 (Trilobita). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 261-267.
- Monaldi, C.R., 1988. El Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral, 148 p. 24 figs. (inédita).
- Monaldi, C.R., Boso, M.A. y Fernández, J.C., 1986. Estratigrafía del Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 62-69.
- Monaldi, C.R. y Monaldi, O.H. 1978. Hallazgo de una fauna en la Formación Santa Gertrudis (Ordovícico), provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (3): 245-246.
- Monteros, J.A., Moya, M.C. y Cuerda, A., 1993. Graptolitos ashgilliano-llandoverianos en la base de la Formación Lipeón, sierra de Zapla, Jujuy. Su importancia en la correlación con el Silúrico de la Precordillera argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 304-314.
- Monteros, J.A., Moya, M.C. y Monaldi, C.R., 1996. Graptofaunas arenigianas en el borde occidental de la Puna argentina. Implicancias paleogeográficas. *Actas 12° Congreso Geológico de Bolivia*, 2: 733-746. Tarija.
- Moya, M.C., 1988a. Lower Ordovician in the Southern Part of the Argentine Eastern Cordillera. En: Bahlburg, H., Breikreuz, Ch. y Giese, P.(Eds.). *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, 17, pp. 55-69, Springer-Verlag, Heidelberg.
- Moya, M.C., 1988b. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales. Tesis Doctoral, Vol 1 y 2, 368p. (inédita).
- Moya, M. C., 1997a. La fase Tumbaya (Ordovícico Inferior) en Los Andes del norte argentino. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 1: 185-189. Antofagasta.
- Moya, M.C., 1997b. The Upper Tremadoc and the Upper Arenig: two critical times in the evolution of the Ordovician basin in the north of Argentina. *Abstracts 18th Regional European Meeting of Sedimentology*, 3: 243-244. Heidelberg.
- Moya, M.C. 1997c. The Iruya unconformity in the Andes of north-western Argentina: evidence of glaciation during the late Upper Cambrian? *Abstracts 18th Regional European Meeting of Sedimentology*, 3: 242-243. Heidelberg.
- Moya, M.C., Malanca, S., Hongn, F.D. y Bahlburg, H., 1993. El Tremadoc temprano en la Puna occidental argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 20-30. Mendoza.
- Moya, M.C., Malanca, S., Monteros, J.A. y Cuerda, A., 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental argentina, basada en graptolitos. *Revista Española de Paleontología*, 9: 91-104.
- Moya, M.C., Monaldi, C.R. y Monteros, J.A., 1997. Importante discordancia intraordovícica en el tramo occidental de la Cordillera Oriental argentina. *Resumen. Ameghiniana*, 34 (1): 123.
- Ramos, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna salto-jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 4: 159-202.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History. *Episodes*, 11 (3): 168-174.
- Rao, R.I. y Hünicken, M.A., 1995. Conodont Biostratigraphy of the Cambrian-Ordovician Boundary in Northwestern Argentina. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.). *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 125-128. Las Vegas.
- Reading, H.G., 1986. *Sedimentary environments and facies. Second Edition*, Blackwell Scientific Publications, 615 p. Oxford.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1955. Tectónica de las Hojas Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10 (1): 7-43.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1968. Descripción geológica de la Hoja 7e, Salta. *Provincias de Salta y Jujuy. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 109*, pp. 46. Buenos Aires.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1975. El Paleozoico Inferior del centro y sur de Salta y su correlación con el Grupo Mesón. *Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 91-107. Tucumán.
- Ruiz Huidobro, O.J. y González Bonorino, F., 1953. La estructura de la sierra de Mojotoro y la utilidad de Cruziana como indicador estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8 (4): 214-219.
- Russo, A., 1949. Levantamiento geológico de la parte del río Iruya, entre sus cabeceras y el río Astilleros. *Informe Interno Y.P.F.*, 95p. (inédito).
- Russo, A. y Barcat, C., 1978. Relación entre los sedimentos cámbricos y ordovícicos en el norte de las provincias de Salta y Jujuy. *Acta Geológica Lilloana*, 14 (Suplemento): 117-119.
- Rust, B.R. y Koster, E.H., 1984. Coarse Alluvial Deposits. En: Walker, R.G.(Ed.): *Facies Models*, Geoscience Canada: 53-69. Ontario.
- Salfity, J.A., Malanca, S., Brandán, M.E., Monaldi, C.R. y Moya, M.C., 1984 a. La fase Guandacol (Ordovícico) en el norte de la Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 555-567. S.C. Bariloche.
- Salfity, J.A., Malanca, S., Moya, M.C., Monaldi, C.R. y Brandán, E.M., 1984 b. El límite Cámbrico-Ordovícico en el norte de la Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 568-575. S.C. Bariloche.
- Salfity, J.A., Omarini, R., Baldis, B. y Gutiérrez, W.J., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 4: 341-361. Buenos Aires.
- Sánchez, M.C. y Salfity, J.A., 1990. Litofacies del Grupo Mesón (Cámbrico) en el oeste del valle de Lerma (Cordillera Oriental argentina). *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 129-132. San Juan.
- Sánchez, T.M., 1986. Una fauna de Bivalvos en la Formación Santa Gertrudis (Ordovícico) de la Provincia de Salta (Argentina). *Ameghiniana*, 23 (3-4): 131-139.
- Shergold, J.H., 1988. Review of trilobite biofacies distributions at the Cambrian-Ordovician Boundary. *Geological Magazine*, 125 (4): 363-380.
- Suarez Riglos, M., Sarmiento, G. y Hünicken, M.A., 1982. La Zona de *Cordylodus angulatus* (Conodonto, Tremadociano inferior) en la sierra de Cajas. Provincia de Jujuy, Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 775-778. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 41 (2): 163-196.

- Turner, J.C.M., 1963. The Cambrian of Northern Argentina. Symposium of Petroleum Geology of South America. Geological Society Digest, 31: 193-211. Tulsa.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 2c. Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 104, 99p. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 51 (1-2): 11-24.
- Turner, J.C.M. y Mon, R., 1979. Cordillera Oriental. En: Turner, J.C.M. (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, pp. 57-94, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Vilas, F., 1989. Estuarios y llanuras intermareales. En: Arche, A. (Ed.) Sedimentología, I: 451- 491, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Volkheimer, W., Melendi, D.L. y Aceñolaza, F.G., 1980. Una microflora ordovícica de la Formación Mojotoro, Provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (3): 401-416.
- Waisfeld, B.G., 1996. Revisión de la Zona de "Hoekaspis schlagintweiti" Harrington & Leanza, Ordovícico del noroeste de Argentina. Actas 12° Congreso Geológico de Bolivia, 3: 915-921. Tarija.
- Walker, R.G., Duke, W.L. y Leckie, D.A., 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Reply. Bulletin of Geological Society of America 94: 1245-1249.
- Webby, B.D., 1995. Towards an Ordovician Time Scale. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.). Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System: 5-9. Las Vegas.
- Weimer, R.J., Howard, J.D. y Lindsay, D.R., 1982. Tidal Flats and Associated Tidal Channels. En: Scholle, P.A. y Spearing, D. (Eds.) Sandstone Depositional Environments: 191-245. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31. Tulsa.
- Willner, A.P., 1990. División Tectometamórfica del Basamento del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie de Correlación Geológica 4: 113-159. Tucumán.

Recibido: 15 de mayo, 1997

Aceptado: 2 de junio, 1998

Fosfatos Marinos del Paleogeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego

Eduardo B. OLIVERO¹, Liliana N. CASTRO², Roberto A. SCASSO², Ana M. FAZIO² y Patricia MIRETZKY²

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC - CONICET)
Av. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

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

ABSTRACT. *Marine Phosphates in the Paleogene of Isla Grande de Tierra del Fuego.* Phosphate prospecting in marine sedimentary rocks of the Marginal and Austral basins of the Isla Grande de Tierra del Fuego resulted in the first discovery of phosphatic beds in the Paleogene Río Claro Formation. Phosphatic anomalies of up to 20.1% P₂O₅ in concretions and up to 2% P₂O₅ in bulk rock offer promising opportunities for systematic prospecting on the Isla Grande de Tierra del Fuego. The phosphatic beds are conglomerates, coquinas and conglomeratic sandstones interbedded with thick mudstone packets. They belong to the condensed-type phosphatic beds, which are the product of erosion and reworking of concretions developed in fine sediments. Phosphate concretions containing glauconite, together with abundant glauconite in the same and closely associated beds, indicate a common syn-sedimentary to early-diagenetic origin for both minerals, via recycling of sedimentary iron. This process occurred on a shelf with low sedimentation rates, pointing to high sea-level stands and marked interruptions in the sedimentation of the thick Paleogene sedimentary sequence of the Austral Basin. The deposit points to the existence and extension of this early Cenozoic phosphogenic episode to high latitudes in the Southern Hemisphere.

Introducción

La búsqueda de fosfatos sedimentarios marinos o fosforitas, con el objeto de hallar depósitos económicamente explotables, comenzó en Argentina en la década del 70, a cargo del Servicio Geológico Minero Nacional. Mastandrea *et al.* (1982) sintetizaron los resultados de esta prospección dentro de las diferentes cuencas marinas, aportando datos sobre volúmenes y leyes. Leanza *et al.* (1986) se refirieron a la distribución paleolatitudinal y a la episodicidad fosfática en Argentina, la cual coincide en general con los períodos fosfogénicos globales (Cook y McElhinny 1979). En el marco del proyecto UBACYT (Ex.299) se han prospectado y analizado la génesis y ambiente de sedimentación de distintas cuencas en Patagonia (Scasso *et al.* 1996, Castro *et al.* 1996). Siguiendo modelos elaborados por autores como Riggs (1979), Sheldon (1980), Baturin (1982), Cook *et al.* (1990), y considerando los recientes avances en el conocimiento de la fosfogénesis (*e.g.* Glenn *et al.* 1994, Jarvis *et al.* 1994), se seleccionaron las cuencas sedimentarias marinas entre el Jurásico y el Cenozoico de Tierra del Fuego para continuar con la prospección.

Las únicas referencias sobre fosfatos en Tierra del Fuego correspondían a Leanza *et al.* (1989), quienes consideraron a la cuenca marina fueguina como promisoriosa, y a Leanza y Hugo (1995) que indicaron débiles manifestaciones en la Formación Cabo Peña y anomalías en la Formación Carmen Silva vinculadas al período fosfogénico Eoceno tardío - Oligoceno temprano y Oligoceno tardío - Mioceno temprano respectivamente. Estas conclusiones se fundamentaron en lo expresado en un informe inédito (Leanza 1985).

En este trabajo se describen anomalías fosfáticas de mayor importancia que las mencionadas en el párrafo anterior, detectadas por primera vez en afloramientos de la Formación Río Claro en la Isla Grande de Tierra del Fuego.

Metodología de trabajo

Se realizaron estudios preliminares de campo en la Formación Yaghan de la Cuenca Marginal y, principalmente, en la Formación Río Claro (Paleoceno-Eoceno) que constituye la unidad arenosa basal de la cuenca de antepaís, en la cuenca Austral. Para el

reconocimiento rápido de fosfatos en el campo sobre roca se usó Alizarina S con cloruro de circonilo.

Las muestras recolectadas en capas representativas de perfiles estratigráficos fueron estudiadas mediante métodos petrográficos estándar y difracción de rayos X (Departamento de Geología, UBA). Los constituyentes mayoritarios y minoritarios fueron analizados por vía húmeda (SiO_2 , CaO y CO_2), por espectrometría UV - visible (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 , P_2O_5) y por espectrometría de absorción atómica (MgO , Na_2O , y K_2O) en el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires.

Marco geológico general

En la Isla Grande de Tierra del Fuego se registra la evolución geológica de tres cuencas sedimentarias marinas desarrolladas entre el Jurásico y el Cenozoico: 1) la cuenca Marginal del Jurásico tardío - Cretácico temprano, desarrollada entre la latitud del Lago Fagnano y el cabo de Hornos; 2) la cuenca Austral o Magallanes del Jurásico - Cenozoico, desarrollada al norte del lago Fagnano y 3) la cuenca de Malvinas del Jurásico tardío - Cenozoico, desarrollada en el sector más oriental de la Isla Grande y sobre la plataforma atlántica (Fig. 1a). Durante el Jurásico - Cretácico temprano, tanto la cuenca Austral como la de Malvinas habrían estado integradas a la Cuenca Marginal. Los depósitos transgresivos basales del Jurásico tardío - Cretácico temprano (Formación Springhill y equivalentes) son mayormente areniscas de plataforma o costeras y los depósitos marinos del Cretácico temprano están constituidos por fangolitas de plataforma o de talud (Biddle *et al.* 1986, Galeazzi, 1996, y la bibliografía allí citada). En el Cretácico tardío basal, una importante fase compresiva provoca la inversión tectónica de la Cuenca Marginal, fuerte deformación, metamorfismo regional de bajo grado y el levantamiento inicial de los Andes Fueguinos (Kranck 1932, Dalziel *et al.* 1974, Olivero y Martinioni 1996b). A partir de esta fase de deformación y al norte de los incipientes Andes Fueguinos, las cuencas Austral y Malvinas continúan su evolución como cuencas de antepaís.

Las fangolitas marinas del Cretácico tienen horizontes con contenido orgánico total relativamente alto, especialmente en las fangolitas del Cretácico inferior. Estas fangolitas ricas en materia orgánica son consideradas como las rocas generadoras de hidrocarburos en estas cuencas (Biddle *et al.* 1986, Galeazzi 1996) y muestran un interesante potencial como rocas fosfáticas. Sin embargo, hasta el presente no hay mención de concentraciones de fosfatos en las mismas. Por el contrario, ha habido menciones de nódulos fosfáticos (Riggi, 1988, Masiuk *et al.* 1990) en

las areniscas glauconíticas de subsuelo, dispuestas en la base de la sucesión de la cuenca de antepaís en Tierra del Fuego. En este trabajo, el hallazgo de nódulos fosfáticos en afloramientos de la Formación Río Claro y las características geológicas generales de esta unidad indican que la misma es estratigráficamente equivalente a las areniscas glauconíticas del subsuelo.

Unidades prospectadas

Formación Yahgan

En las cercanías de Ushuaia, entre el Canal Beagle y el valle de Tierra Mayor, se reconocieron perfiles típicos de la Formación Yahgan, unidad que forma parte de la cuenca marginal del Jurásico tardío Cretácico temprano (Loc. 1, Fig. 1a). En estos perfiles, la Formación Yahgan se compone de dos asociaciones de facies principales: a) Fangolitas/pizarras negras, turbiditas fangosas, y tobas, y b) turbiditas clásicas, areniscas y tobas. Ambas facies corresponden a depósitos de ambiente marino profundo, originados en condiciones de fondos anóxicos o de baja oxigenación, referibles al Cretácico temprano (Olivero y Martinioni 1996a). Las fangolitas, en parte radiolaritas y margas, dominan ampliamente en este sector, presentando limitados horizontes con concreciones calcáreas. El análisis de campo expeditivo realizado en estas rocas no ha dado resultados positivos de presencia de fosfatos.

Formación Río Claro

Comprende un potente paquete principalmente de areniscas, con participación subordinada de pelitas, coquinas y conglomerados, que afloran en la región central de la Isla Grande de Tierra del Fuego, al norte del Lago Fagnano, como parte de la cuenca Austral o Magallanes (Fig. 1a). La unidad fue definida por de Ferrariís (en Fossa Mancini *et al.* 1938); Camacho (1967) y Buatois y Camacho (1993) presentan una descripción más detallada de la sedimentología, estratigrafía y contenido paleontológico de la misma.

El área tipo de afloramiento de la Formación Río Claro se restringe a los cordones serranos de baja altura, orientados ONO-ESE y adosados a la margen norte del Lago Fagnano. La misma desarrollaría más de 1000 m de espesor en la zona del cerro Kashem y del cerro Shenolsh (Fig. 1a y b).

La Formación Río Claro está integrada por areniscas y wackes líticas, medianas a muy finas, con clastos predominantemente compuestos por volcanitas ácidas y esquistos, con menor proporción de cuarzo y

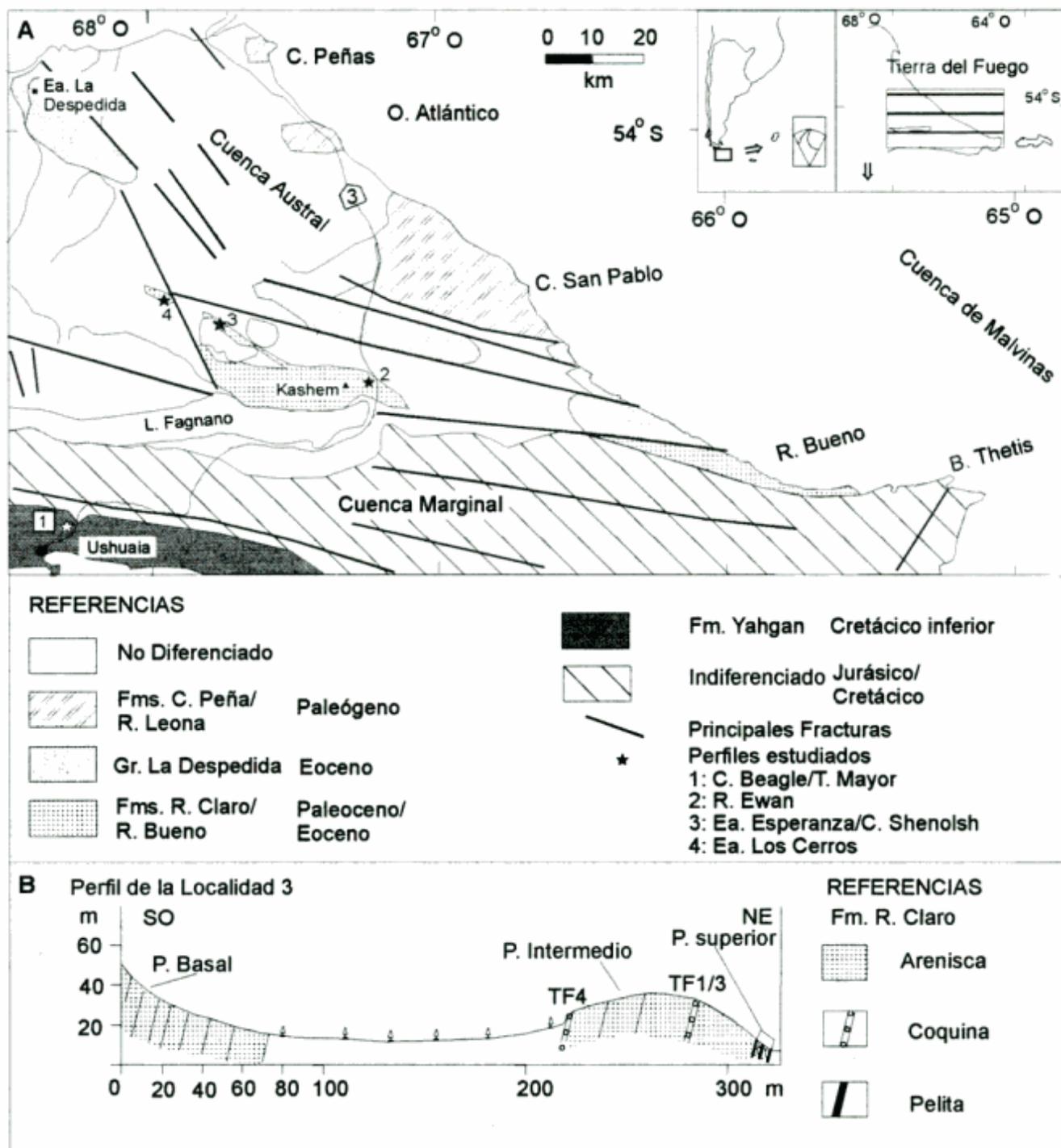


Figura 1: A) Mapa de ubicación y mapa geológico esquemático de las principales cuencas sedimentarias, unidades aflorantes y localidades prospectadas en la zona norte y centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego. B) Perfil de los estratos aflorantes en la localidad 3, estancia Esperanza - cerro Shenolsh, que presenta las principales anomalías fosfáticas.

feldespatos. En forma subordinada se asocian bancos delgados de conglomerados, coquinas y pelitas. Las areniscas son mayormente masivas y sólo ocasionalmente presentan estratificación paralela y ondulitas

(Buatois y Camacho 1993). Las capas se presentan fuertemente inclinadas, plegadas y fracturadas. En el área tipo no están expuestos ni la base ni el techo de la Formación Río Claro y sus contactos son de tipo

tectónico, generalmente dados por corrimientos, con vergencia al norte. No obstante, evidencias estratigráficas indirectas indican que la Formación Río Claro infrayace al Grupo La Despedida (Eoceno) y éste está a su vez cubierto en discordancia por el complejo Cabo Peña/Río Leona del Eoceno cuspidal-Oligoceno (Olivero y Malumián, en prensa; Fig. 1a).

El contenido paleontológico de la Formación Río Claro se restringe a unos pocos y delgados horizontes con invertebrados y restos vegetales fósiles. Esta formación ha sido referida al Paleoceno - Eoceno (Camacho 1967; Buatois y Camacho 1993) por su fauna de bivalvos.

La Formación Río Claro sería de edad equivalente a varias unidades litológicas reconocidas en superficie y subsuelo de la Isla Grande de Tierra del Fuego, las que han sido referidas de manera general al Paleoceno, pero que pueden incluir tanto al Maastrichtiano tardío como al Eoceno basal. Hacia el este del área tipo esta unidad sería equivalente a la Formación Río Bueno (Camacho 1967, Olivero y Malumián, en prensa). Más hacia el este, en la plataforma y dentro del área de la cuenca de Malvinas, la Formación Río Claro sería equivalente al potente espesor, de más de 700 m, de areniscas y margas glauconíticas y calizas referido a la Megasecuencia 4 (Paleoceno - Eoceno Medio) por Galeazzi (1996). Hacia el norte y oeste de su área tipo, la Formación Río Claro sería equivalente a las unidades de subsuelo, denominadas en forma variada como Arenas Glauconíticas; Chorrillo Chico y Formación Candelaria, con espesores entre decenas de metros y más de 700 m, según la localidad (Natland *et al.* 1974, Biddle *et al.* 1986, Masiuk *et al.* 1990). En este sector, la base de este paquete de arenas glauconíticas se apoya en discordancia sobre fangolitas marinas del Cretácico tardío (véase Martinioni *et al.* 1996). Estudios petrográficos previos han indicado la presencia de nódulos fosfáticos en estas areniscas glauconíticas (Riggi 1988, Masiuk *et al.* 1990).

Perfiles de la formación Río Claro

Se analizaron muestras representativas de esta unidad en tres sectores: a) Cabeceras del Río Ewan - Ruta Nacional Nro. 3; b) Cerro Shenolsh - Estancia

La Esperanza y c) Estancia Los Cerros (Fig. 1a, Localidades 2, 3 y 4, respectivamente)

Cabeceras del Río Ewan - Ruta Nacional Nro. 3 (Localidad 2, Fig. 1a)

En este sector se exponen afloramientos aislados, desconectados tectónicamente entre sí, fracturados y con inclinaciones variables, de areniscas masivas, glauconíticas, con estratificación poco definida a nula, de tonalidades verdosas en corte fresco y amarillentas y ocreas claras en la superficie de meteorización. Subordinadamente participan coquinas en la composición del perfil. No obstante la tectónica y cubierta boscosa, se puede estimar el espesor mínimo aflorante en aproximadamente 40-50 metros.

La bioturbación es escasa a moderada; la traza fósil más evidente corresponde a tubos de *Skolithos*. Los escasos lentes de coquinas presentan dimensiones variables entre 15-30 cm de espesor máximo y 2-3 m de corrida, excepcionalmente se extienden lateralmente por más de 10 m de corrida. Las lentes de coquina se pueden diferenciar por su composición de invertebrados en dos tipos principales; uno formado esencialmente por bivalvos y el otro por gastrópodos. El primero se compone de valvas desarticuladas, pero con escasa fragmentación, con dominancia de especies de *Panopea*; *Lahillia*; *Cucullaea*; *Cardium* y *Crassatellites*. Las lentes con gastrópodos están compuestas predominantemente por especies de *Aporrhaidae*. Ambos tipos de lentes presentan clastos aislados de esquistos de 3-5 cm de diámetro máximo.

Las areniscas en su mayor parte están desprovistas de fósiles, pero en las proximidades de los horizontes con lentes, suelen presentar conchillas aisladas, generalmente articuladas, de los mismos elementos presentes en las lentes de coquina y, además, artejos de crinoideos en forma relativamente abundante. Sólo en un horizonte se han registrado escamas y huesos de peces. Tanto la porción fosilífera de las areniscas como los lentes de coquina, suelen presentar nódulos irregulares, preferentemente elongados en una dirección, o elipsoidales, de color de meteorización gris claro y gris verdoso oscuro en corte fresco, con tamaños variables entre 2-10 cm, los que casi invariablemente presentan reacción positiva al reactivo de fosfatos.

Tabla 1: Análisis químicos de concreciones (TF1) y de muestras totales (TF2, TF4). Valores correspondientes a porcentaje en peso de los distintos componentes.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	Total
TF1	20,57	0,31	6,80	3,03	0,52	0,16	0,87	31,79	1,19	0,74	21,66	1,08	2,01	6,09	96,82
TF2	57,70	0,51	15,98	5,37	0,33	0,12	2,34	4,95	3,94	1,53	1,73	1,64	1,88	1,48	99,50
TF4	58,18	0,51	13,84	4,37	0,14	0,08	1,29	7,43	2,63	1,54	2,14	2,34	0,46	4,59	99,54

Cerro Shenolsh - Estancia La Esperanza (Localidad 3, Fig. 1a)

Comprende los afloramientos de la ladera norte del cerro Shenolsh, situados entre éste y la Ruta H. Corresponde al perfil más completo de los estudiados, pudiéndose seguir una sucesión sedimentaria relativamente continua, compuesta predominantemente por areniscas, con alternancia de escasos bancos de coquina. La sucesión está conformada por un tramo situado más al norte de 110 m de espesor y otro, situado más al sur de 70 m de espesor, separados por la cobertura detrítica y el bosque. Las capas tienen rumbo noroeste y se disponen en forma vertical o con fuerte inclinación al sudoeste, volcadas e invertidas, por lo que se asume que la porción basal de la sucesión se encuentra hacia el sudoeste. De base a techo, se diferencian tres paquetes caracterizados por las siguientes litologías (Fig. 1b).

Tramo sur. Paquete basal. Espesor: 70 m.

Está constituido por una alternancia regular de bancos espesos (1-2 m) de areniscas medianas, con frecuente estratificación entrecruzada y bancos también espesos de areniscas con laminación paralela o masivos. Las areniscas presentan colores de meteorización ocres verdosos claros y, en corte fresco, verde oscuro. En forma subordinada se intercalan areniscas conglomerádicas y sabulitas.

Cubierto. Aproximadamente 150 m.

Tramo norte. Paquete intermedio. Espesor: 100 m.

Está constituido predominantemente por areniscas medianas, gruesas y sabulíticas masivas, de tonalidades pardo oscuro, en bancos espesos, de hasta 4-5 m, y con estratificación difusa. Hacia la base y el techo de este paquete, se intercalan entre estas areniscas masivas bancos de coquinas, de espesores variables entre 0,40-0,50 m y 1-1,5 m y de tonalidades más claras que ponen de manifiesto la estratificación del conjunto.

Las coquinas tienen bases erosivas, con concentración de intraclastos pelíticos, clastos aislados de pizarras y fangolitas pizarreñas oscuras y cuarzo lechoso, redondeados y con tamaño máximo de 3-5 cm, nódulos fosfáticos de color claro y abundante matriz de arena gruesa. El resto del banco de coquina está formado por una abundante concentración de fragmentos de valvas, de tamaños variables entre 0,5 cm y 1,5 cm, y abundante matriz arenosa. Las coquinas frecuentemente presentan laminación paralela interna bien definida, dada por la alternancia de estratos delgados con abundantes de valvas trituradas y estratos delgados con predominio de matriz de sabulitas y conglomerados finos, con fragmentos aislados de valvas.

Mayormente se trata de bivalvos, en parte posiblemente ostreidos, y gastrópodos. En raras ocasiones, se encuentran tubos calcáreos más o menos completos de *Teredo*, probablemente transportados en fragmentos de troncos, posteriormente destruidos *in situ* por diagénesis o meteorización.

Tramo norte. Paquete superior. Espesor: 10 m.

Se compone de una alternancia regular, bien estratificada, de bancos de limolitas – areniscas muy finas, de color gris verdoso oscuro (espesor 0,10-0,50 m) y bancos más potentes (espesor 0,10-1 m) de areniscas masivas, finas a medianas, de tonalidades verdosas, más claras que las anteriores.

Estancia Los Cerros (Localidad 4, Fig. 1a).

El perfil corresponde al sector adyacente a la estancia Los Cerros (Fig.1a), caracterizado por areniscas muy induradas y fuertemente deformadas y falladas. La complejidad estructural impide establecer la sucesión sedimentaria; no obstante la ladera oriental del cerro está predominantemente constituida por areniscas masivas, sin estratificación visible. La variación litológica más importante corresponde a un paquete de aproximadamente 0,30-0,50 m de espesor, adosado a un plano de fractura, constituido por bloques decimétricos de pelitas muy induradas, de color gris claro, inmersos en una matriz arcillosa, probablemente una brecha de falla.

Anomalías fosfáticas

La mayor concentración de nódulos fosfáticos en la Formación Río Claro se encuentra en uno de los bancos superiores de coquina del tramo norte, dentro del paquete intermedio del perfil del cerro Shenolsh. En el mismo se realizó un muestreo de mayor detalle del referido banco de coquina conglomerádica y de las areniscas inmediatamente adyacentes a la base y techo del mismo (Fig. 1b, Muestras TF1-3). Las muestras analizadas arrojaron los siguientes resultados (Tabla 1).

TF1 = Corresponde a una concreción de 2 cm de diámetro, localizada en un horizonte de coquina-conglomerádica de 20 cm de espesor. La concreción está compuesta por una fracción clástica (45%) de composición limosa con un porcentaje de clastos tamaño arena menor al 15 %. La fracción arena está formada por plagioclasa parcialmente alterada, cuarzo (subhedral a anhedral), feldespato potásico, fragmentos de vulcanitas ácidas y glauconita en parte alterada a óxidos de hierro. El cemento (55%) es abundante fosfato isótropo y criptocristalino, apareciendo analcima

cristalina como reemplazo, y como relleno de cavidades en masas amorfas.

TF2 = Representa el nivel de 20 cm de coquina conglomerádica en donde se encuentra la mayor concentración de concreciones fosfáticas en forma de rodados, representados por la muestra TF1. La matriz corresponde a una arenisca mediana, textural y mineralógicamente inmadura, con textura flotante a tangencial. La fracción clástica está compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, fragmentos líticos de vulcanitas ácidas y de metamorfitas y en menor proporción biotita y analcima. Parte de la matriz es limo-arcillosa, parcialmente cloritizada y con óxidos de hierro.

TF3 = Corresponde a un intervalo arenoso con lentes conglomerádicos de 1 m de espesor dentro del cual se aloja el nivel TF2. Este nivel contiene a su vez clastos fosfáticos dispersos.

TF4 = Representa a un banco de sabulitas de color verde con paquetes de areniscas intercalados en forma lenticular, de tres metros de espesor (Fig. 1b). Presenta clastos aislados de grava de hasta 2 cm de diámetro conjuntamente con fragmentos triturados de fósiles y concreciones fosfáticas retrabajadas de color blanco-amarillento.

La fracción arena de TF3 y TF4 está compuesta por clastos de pelitas con radiolarios, feldespato potásico, fragmentos líticos de vulcanitas ácidas y mesosilícicas y en forma subordinada cuarzo policristalino. La matriz es arcillosa en parte está fosfatizada y glauconitizada. Los minerales pesados están representados por escasa magnetita y hematita. El cemento es carbonático.

Los análisis por difracción de rayos X muestran que el mineral fosfático presente en la secuencia corresponde a francolita (carbonato-fluor-apatita). La composición química muestra una relación $P_2O_5/CaO = 0.68$ similar los depósitos de Florida y Sechura (Cheney *et al.* 1979, Jarvis *et al.* 1994).

Discusión

Las concreciones fosfáticas de la Formación Río Claro presentan típicas características de retrabajo. Constituyen lo que Föllmi *et al.* (1991) denominan fosfatos condensados, dentro de la categoría P-fosfatos de Garrison (1992), que son depósitos removidos del lugar de generación *in situ* del fosfato y redepositados en niveles concentrados por retrabajo mecánico de los agentes sedimentarios. Los depósitos de la Formación Río Claro presentan rasgos similares a los de la probablemente coetánea Formación Salamanca (Mastandrea *et al.* 1983, Castro y Martínez, 1993) en la región costera de Chubut y corresponderían al mismo período fosfogénico (Leanza y Hugo 1992). En

ambas unidades los fosfatos se presentan como concreciones, asociados en ocasiones con material fosfático biogénico. Los granos son heterogéneos con un tamaño promedio de 1 mm de diámetro y muchas veces incluyen material no fosfático como cuarzo y escaso feldespato dentro de una matriz fosfática y ferruginosa. El cemento fosfático está irregularmente mezclado con la matriz fangosa. La presencia de glauconita es otro rasgo común a ambas unidades; además se han observado escasos nódulos de goethita, probable producto de la oxidación de la glauconita (Marshall y Cook 1980).

La presencia de glauconita asociada a depósitos fosfáticos ha sido mencionada con mucha frecuencia en la literatura y la petrología de esta paragénesis mineral ha sido recientemente explicada en detalle por Glenn (1990), Glenn y Arthur (1990) y O'Brien *et al.* (1990). Ambos minerales se forman en condiciones de baja tasa de sedimentación, principalmente en ambientes de plataformas submarinas (Odin y Letolle 1980). La glauconita precipita o reemplaza a otros minerales, en la zona de transición entre condiciones oxidantes y reductoras, sobre o pocos centímetros por debajo del fondo marino, o en microambientes confinados reductores dentro de la zona de oxidación (Giresse y Odin 1973, Odin y Matter 1981). Al ser un mineral rico en hierro, su formación está controlada por las condiciones de óxido-reducción del fondo marino. Por otra parte, la formación de fosfatos se ve favorecida por un mecanismo de reciclado del hierro denominado "bombeo redox del hierro" (Froelich *et al.* 1988). Mediante el mismo el hierro precipita en el fondo marino en forma de complejos de óxidos e hidróxidos de hierro y fosfato, este último procedente de la degradación de la materia orgánica contenida en los sedimentos. Al quedar sepultados estos complejos y pasar a la zona reductora-anóxica de la diagénesis temprana, el Fe^{3+} pasa a Fe^{2+} y se solubiliza, difundiendo hacia arriba para precipitar nuevamente como óxido férrico (Marshall y Cook 1980). Por otro lado el fosfato liberado al reducirse el hierro se combina con otros elementos para formar apatita. El proceso se repite cíclicamente, en condiciones de baja tasa de sedimentación, en los primeros centímetros a decímetros de profundidad por debajo del fondo marino, permitiendo el desarrollo de las concreciones fosfáticas en la parte inferior, anóxica (e.g. Heggie *et al.* 1990). En nuestro caso observamos que las concreciones crecieron englobando a los granos de glauconita y a una fracción clástica predominantemente fangosa, que representa a los sedimentos *in situ* durante el crecimiento de las concreciones. Estos últimos indican un ambiente de baja energía con predominio de la sedimentación en suspensión y apto para la generación de glauconita. Posteriormente la erosión y retrabajo de estos sedimentos concentró a

las partículas más gruesas formando bancos arenoconglomerádicos parcialmente compuestos por glauconita, concreciones fosfáticas y bioclastos, resultado de una acumulación de tipo residual en sectores de las plataformas sometidos a corrientes u oleaje.

La presencia de niveles ricos en minerales autigénicos como los fosfatos y la glauconita se vincula a niveles del mar altos o en ascenso y corrientes poco intensas en la plataforma, que permiten elevadas tasas de acumulación de carbono orgánico y el desarrollo de anoxia a poca profundidad (Heggie *et al.* 1990). Por otra parte, el retrabajo sustancial de los depósitos autigénicos suele producirse durante períodos de nivel del mar bajo. En nuestro caso, la escasez de afloramientos impide realizar el estudio sedimentológico detallado, necesario para definir variaciones en el nivel del mar. No obstante, puede afirmarse en general que estos niveles señalan lapsos de escasa sedimentación clástica dentro del Paleógeno de la cuenca Austral, mayormente caracterizada por grandes espesores y altas tasas de sedimentación.

Conclusiones

El resultado de la prospección de fosfatos en distintas unidades estratigráficas en Tierra del Fuego mostró anomalías de interés en la Formación Río Claro, de edad paleocena-eocena, con los valores que alcanzan al 20,1 % en las concreciones y a algo más del 2% en muestra total. Este hallazgo plantea interesantes perspectivas para la prospección de fosfatos en la Isla Grande de Tierra del Fuego.

Los depósitos fosfáticos, juntamente con la abundancia de glauconita, esta última incluso dentro de las concreciones fosfáticas, indican un origen común sinsedimentario a diagenético temprano para ambas fases autigénicas, vía reciclado del hierro sedimentario. Por otra parte la paragénesis fosfato-glauconita indicaría niveles del mar elevados, con aporte importante de materia orgánica y pausas en la sedimentación dentro del Paleogeno de la Cuenca Austral, caracterizado por la acumulación de importantes espesores de sedimentos, y corroboran la existencia y extensión del período fosfogénico del Cenozoico temprano hasta latitudes altas del hemisferio sur.

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado con el subsidio UBACYT Ex299 "Prospección, ambientes de sedimentación y génesis de depósitos fosfáticos en Patagonia". Parte de los trabajos de campo y gabinete fueron financiados por el PICT0221 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica del

CONICET. Se agradece el apoyo logístico otorgado por el CADIC (Ushuaia, Tierra del Fuego).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baturin, G., 1982. Phosphorites on the sea floor. Origin, composition and distribution. *Developments in Sedimentology* 33, Elsevier, 342 p. New York.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum Jr., R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C., 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. A. y Homewood P. (Eds.): *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 41-61.
- Buatois, L. A. y Camacho, H. H., 1993. Geología del sector nororiental del lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(2): 109-124.
- Camacho, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22 (4): 253-280.
- Castro, L.N. y Martínez G.A., 1993. Authigenic minerals of Salamanca Formation, cerro Tortuga, Patagonia, Argentina. Simposio Internacional y workshop sobre "Concepts and controversies in phosphogenesis" (IGCP 325). Correlation with Phosphorites and associated autigenic minerals. 22 p. Suiza.
- Castro, L. N., Scasso, R. A. y Alonso, M.S., 1996. Caracterización y génesis de los fosfatos sedimentarios "Patagónicos" del valle del río Chubut. *Actas 3º Reunión de Mineralogía y Metalogía*, 1: 87-90. Instituto de Recursos Naturales. Universidad Nacional de La Plata.
- Cheney, T.M., McClellan, G.R. y Montgomery, E.S., 1979. Sechura phosphate deposits, their stratigraphy, origin, and composition. *Economic Geology* 74: 232-259.
- Cook, P. y McElhinny M., 1979. A Reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Economic Geology*, 74: 315-330.
- Cook, P., Shergold, P., Burnett, W. y Riggs S., 1990. Phosphorite research: a historical overview. En: Notholt A. y Jarvis I. (Eds.): *Phosphorite Research and Development*, Geological Society Special Publication, 52: 1- 22.
- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.J. y Palmer, J.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E. y Grimm, K.A., 1991. Stratification in phosphatic sediments: Illustrations from the Neogene of California. En: Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A.(Eds): *Cycles and Events in Stratigraphy*, pp. 492-507. Springer Verlag, Berlin.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95, Buenos Aires.
- Froelich, P., Arthur, M., Burnett, W., Deakin, M., Hensley, V., Jahnke, R., Kaul, L., Kim, K., Roe, K., Soutar, A. y Vatakaron, C., 1988. Early diagenesis of organic matter in Perú continental margin sediments: phosphate precipitation. En: Burnett, W. C. y Froelich, P.N. (Eds): *The origin of marine phosphorites*, *Marine Geology* 80: 309-343.
- Galeazzi, J. S., 1996. Cuenca de Malvinas. En: Ramos V.A. y Turic M.A. (Eds): *Geología y Recursos Naturales de la plataforma Continental Argentina*, Relatorio, 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 15: 273-309. Buenos Aires.

- Garrison, R., 1992. Neogene Phosphogenesis along the eastern margin of the Pacific ocean. *Revista Geológica de Chile*, 19(1): 91-111.
- Giresse, P. y Odin, G.S., 1973. Nature mineralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology* 20: 457-488.
- Glenn, C.R., 1990. Pore water, petrologic and stable carbon isotopic data bearing on the origin of modern Peru margin phosphorites and associated authigenic phases. En: Burnett, W.C. y Riggs, S.R. (Eds.): *Phosphate deposits of the world: Volume 3, Genesis of Neogene to Recent phosphorites*, pp. 46-61, Cambridge University Press.
- Glenn, C.R. y Arthur, M.A., 1990. Anatomy and origin of a Cretaceous phosphorite-green sand giant. *Egypt. Sedimentology* 37:123-154.
- Glenn, C.R., Föllmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R.E., Ilyin, A.V., Jehl, C., Rohlich, V., Sadaqah, R.M., Schidlowski, M., Sheldon, R.E. y Siegmund, H., 1994. Phosphorous and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helvetiae Journal Swiss Geologicae Society*, 87(3): 747-788.
- Heggie, D. T., Skyring G. W., O'Brien, G. W., Reimers C., Herczeg, A., Moriarty, D.J.W., Burnett, W.C. y Milnes, A.R., 1990. Organic carbon recycling and modern phosphorite formation on the East Australian continental margin: an overview, in Notholt, A.J.G. and Jarvis, I., eds., *Phosphorite Research and Development: Geological Society Special Publication* 52: 87-117.
- Jarvis, I., Burnett, W., Nathan, J., Almabaydin, F., Attia, A., Castro, L., Husain, V., Qutawna, A. y Zanin Y., 1994. Phosphorites geochemistry. State of the art environmental concern. *Eclogae Geologicae Helvetiae Journal of Swiss Geologicae Society*, 87(3): 643-700.
- Kranck, E. H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4(2): 1-231. Helsinki, Finlandia.
- Leanza, H., 1985. Prospección de fosfatos sedimentarios en el Terciario marino de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Informe de la Secretaría de Minería de la Nación, 8 p. (inédito). Buenos Aires.
- Leanza, H., Spiegelman, A. y Hugo, C., 1986. Episodicidad y distribución paleolatitudinal de las fosforitas marinas Fanerozoicas de la República Argentina: Análisis preliminar. *Actas 2° Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 213-216. La Plata.
- Leanza, H., Spiegelman, A., Hugo, C., Mastandrea, O. y Oblitas, C., 1989. Phanerozoic sedimentary phosphatic rocks of Argentina. En: Notholt, J., R. Sheldon y D. Davidson (Eds.): *Phosphate rocks resources*, 2(24): 147-158. Cambridge.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A., 1992. Los episodios fosfogénicos del Paleógeno de Argentina. *Actas Simposio del Paleógeno de Sudamérica* pp. 1:21, Punta Arenas, Chile.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A., 1995. Fundamentos para la prospección de fosforitas en la plataforma continental argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 273-275.
- Marshall, J.F. y Cook, P.J., 1980. Petrology of iron and phosphorus rich nodules from the E - Australian continental shelf. *Journal Geological. Society of London*, 137: 765-771.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B. y Palamarczuk S., 1996. Estratigrafía y discordancias del Cretácico-Paleógeno en la región central de Tierra del Fuego. *Simposio del Paleógeno de Sudamérica*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, a ser publicado en *Anales de la Secretaría de Minería y Dirección Nacional del Servicio Geológico*, Buenos Aires, Argentina.
- Masiuk, V., Riggi, J.C. y Bianchi, J.L., 1990. Análisis geológico del Terciario de Tierra del Fuego. *Boletín de Informaciones Petroleras* 21: 70-89; 22: 8-25.
- Mastandrea, O., Leanza, H., Hugo, C. y Oblitas, C., 1982. Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 159-176. Buenos Aires.
- Mastandrea, O., Leanza, H. Hugo, C y Oblitas, C., 1983. Fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en la Formación Salamanca (Terciario temprano), provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(2): 185-191.
- Natland, M. L., González, P.E. y Cañon, A., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America, Memoir* 139, 125 p.
- O'Brien, G. W., Milnes, A.R., Veeh, H.H., Heggie, D. T., Riggs, S. R., Cullen, D.J., Marshall, J.F. y Cook, P.J., 1990. Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: controlling factors for the apatite-glaucinite association on the East Australian continental margin. En: Notholt, A.J.G. and Jarvis, I. (Eds.): *Phosphorite Research and Development: Geological Society Special Publication* 52: 61-86.
- Odin G.S y Letolle, R., 1980. Glaucinitization and phosphatization environment: a tentative comparison. *Marine phosphorites. A symposium. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication* 29: 227-237.
- Odin, G.S. y Matter, A. 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28: 611-641
- Olivero, E. B. y Malumián, N. (en prensa). Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D.R., 1996a. Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 45-59. Buenos Aires.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R., 1996 b. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70(2): 272-274.
- Riggi, J. C., 1988. Litoestratigrafía terciaria del subsuelo Fueguino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(1): 106-120.
- Riggs, S.R., 1979. Phosphorite sedimentation in Florida - A model phosphogenic system. *Economic Geology* 74: 285-314.
- Scasso, R.A., Castro, L. N., Lippai, H. y Alonso, M.S., 1996. Significado estratigráfico y paleoambiental del Conglomerado fosfático "Patagoniense" de Bryn Gwyn, Gaiman (Prov. del Chubut). *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología* 6: 117-122. Bahía Blanca.
- Sheldon, R., 1980. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation. A hypothesis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 29: 239-247. Tulsa.

Recibido: 4 de diciembre, 1997

Aceptado: 14 de julio, 1998

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.

Marta FRANCHINI¹, Raúl LIRA² y Jorge SFRAGULLA³

¹CONICET; Dirección Provincial de Minería del Neuquén, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén, Argentina

²CONICET; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Museo de Mineralogía y Geología A. Stelzner, Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba. Argentina

³Dirección Provincial de Minería de Córdoba, H. Irigoyen 401, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT. *Cañada del Puerto Skarn, province of Córdoba, Argentina: an example of water, hydrogen and fluorine-rich metasomatism.* The Cañada del Puerto skarn is located in the western contact zone of the granitic Achala intrusive complex, in the eastern Pampean ranges of Argentina. The skarn is formed in the Precambrian metamorphic basement and is associated with a granitic pegmatite. It is zoned in terms of relative proportions of silicates: pyroxene zone, garnet zone, vesuvianite zone, and wollastonite zone. Wollastonite zone constitutes more than 50 percent of the skarn. These zones correspond broadly with varying degrees of replacement of schists, amphibolites and calcic-magnesium marbles. Late, quartz-vesuvianite and quartz-pyroxene veins cross-cut early zones. Pyroxene is Mg rich ($Hd_{26.51}; Jo_{0.13.5}$) and in most analyses Mg/Fe ratio is greater than 1. Garnet is iron-poor ($Ad_{12.27}; Py_{0.13.18}$), containing between 0.22 to 0.27 wt % fluorine, $nF/(nF+nOH)$ is lower than 0.55 and Al/Fe ratio is always greater than 1. Vesuvianite is iron poor and contains between 0.87 and 2.07 wt % fluorine. Measured homogenization temperatures from silicates range between 180 and 455°C; the lowest temperatures marked by vesuvianite and quartz. Fluid salinities range from 1 to 12 wt percent NaCl equivalent for most silicates. Pressure estimates from clusters of fluid inclusions with evidence for boiling are lower than 700 bars. The skarn mineralogy, composition and fluid inclusion characteristics have been incorporated into a general model of skarns which can be applied to the hierarchy of barren skarns in the basement rocks of Córdoba low to moderate saline concentrations in hydrothermal fluids, weakly compositional zoned minerals, iron-poor silicates, the absence of metals as well as prominent retrograde phases such as biotite or amphibole, and higher values of both a_{H_2O} and $a_H + a_F$ in the fluids relative to large and mineralized skarn systems.

Introducción

En las Sierras de Córdoba (Sierras Pampeanas Orientales), los fenómenos metasomáticos ocurridos entre las rocas metamórficas del basamento cristalino y en el contacto entre el basamento y cuerpos ígneos de composición granítica dominante, han originado una diversidad de rocas con silicatos cálcicos que incluyen desde los skarns de reacción producidos por el intercambio de elementos entre las rocas del basamento, los skarns estériles en metales formados por la infiltración de fluidos desde cuerpos ígneos pequeños hasta los reemplazos de mayor magnitud donde los skarns están vinculados a manifestaciones de tungsteno. Las rocas silicáticas de Cañada del Puerto, ubicadas al oeste del borde occidental del batolito de Achala, constituyen un ejemplo de skarn estéril en metales hospedado por el basamento metamórfico y genéticamente vinculado a pegmatoides de composición granítica.

En el presente trabajo se brindan el detalle de la zonación mineralógica del skarn Cañada del Puerto, las composiciones químicas de sus principales facies minerales y el análisis de los datos obtenidos en las inclusiones fluidas presentes en estos minerales. Estos datos han permitido conocer las condiciones de formación del skarn. Con los mismos se espera contribuir al conocimiento de los procesos metasomáticos ocurridos en el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas de Córdoba y clasificar los skarns resultantes de estos procesos.

Metodología

Los estudios analíticos de las muestras obtenidas durante el reconocimiento y cartografía de las zonas del skarn se realizaron en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington, en los Estados Unidos de

Norteamérica. Para conocer la composición química de los silicatos y caracterizar los skarns se realizaron 61 análisis químicos con microsonda electrónica (Cameca Cambax, 1982); los resultados se brindan en las respectivas tablas. Para determinar las composiciones de los fluidos hidrotermales se efectuaron ensayos de enfriamiento-calentamiento en 160 inclusiones fluidas presentes en los silicatos. Los cambios de fases fueron medidos con la platina de enfriamiento-calentamiento de flujo de gas adaptada del USGS, manufacturada por FLUID Inc. y calibrada con inclusiones fluidas sintéticas. La precisión del aparato a 374°C, 0,0°C y a -56,6°C fué de + 1,2 °C, 0,1°C y 0,4 °C, respectivamente. Para la preparación de las muestras se empleó la metodología descrita por Meinert (1984).

Geología del área del skarn

Existen frecuentes afloramientos de skarn en las rocas encajonantes del batolito de Achala. En su contacto occidental Lira (1985), Lira y Kirschbaum (1990) citan la presencia de uno de estos cuerpos localizado al NE de la estafeta postal Cañada del Puerto y a unos 6 km al SE del paraje San Jerónimo, en las Cumbres de Gaspar (Fig. 1). Las principales unidades geológicas y la topografía de este skarn fueron relevados a escala 1: 500 y descriptos por Vázquez (1985). La facies ígnea del batolito de Achala más cercana al skarn consiste en un monzogranito porfirico con megacrístales de microclino. Esta facies guarda analogía con la facies B de Lira (1985) y pertenecería a una de las series magmáticas definidas por Demange *et al.* (1993), conocida como Serie Achala. De acuerdo a sus características químicas ha sido definido como peraluminoso, subcalino y su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial es de 0,7048 (Rapela 1982, Rapela *et al.* 1990, Lira y Kirschbaum 1990).

El skarn está hospedado por el basamento metamórfico de edad precámbrica superior (700 Ma, Linares y Cordani 1976, Linares y Latorre 1978) y en contacto con un cuerpo pegmatítico. Las rocas metamórficas son de grano mediano y se caracterizan por la alternancia de mármoles cálcicos y dolomíticos, esquistos micáceos y anfibolitas en fajas de rumbo meridiano predominante (Gordillo y Lencinas 1979). La roca más ampliamente distribuida en la zona del skarn es un mármol impuro dispuesto en grandes lentes subconcordantes con la estructura del basamento cristalino. En forma subordinada hay esquistos micáceos, gneises y anfibolitas intercalados en el mármol. Los primeros están formados por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita y las anfibolitas por 60 % de hornblenda común y 35 % de plagioclasa (An_{40-55}) con esfena como accesorio principal.

Las pegmatitas tienen contactos netos y son concordantes con las rocas de caja. Estos cuerpos intrusivos están compuestos principalmente por cuarzo y feldspatos y no contienen elementos exóticos. En las cercanías de este skarn afloran pegmatitas berilíferas genéticamente vinculadas al batolito de Achala; no se han observado relaciones de contacto entre estas pegmatitas y el skarn.

Descripción del skarn

El término skarn se emplea para definir a todas las rocas formadas por silicatos cálcicos y magnésicos que reemplazan al basamento metamórfico y a la roca ígnea en contacto con el basamento sin considerar su origen (Einaudi *et al.* 1981 Einaudi 1982, Einaudi y Burt, 1982; Meinert 1992). El skarn Cañada del Puerto se ha desarrollado en diferentes unidades del basamento metamórfico pero el afloramiento más extenso reemplaza al mármol. Se extiende 60 m en dirección norte-sur y 45 m en sentido este-oeste. El diseño zonal del skarn puede ser descrito en términos de seis zonas o facies: zona de piroxeno, zona de vesuvianita, zona de granate, zona de wollastonita, zona de cuarzo-vesuvianita y zona de cuarzo-piroxeno; estas dos últimas zonas atraviesan y reemplazan a las anteriores. Cada una de ellas muestra variaciones en la mineralogía y proporciones de las facies minerales. En la Fig. 2 se presenta el



Figura 1: Ubicación del skarn Cañada del Puerto

esquema de zonación característico del skarn. Si bien el skarn no ha sido cartografiado en su totalidad, este esquema de zonación vuelve a repetirse en toda la extensión del afloramiento.

Zona de Piroxeno

En esta zona el reemplazo es incompleto, preservándose entre el 25 y 45% del protolito metamórfico con fábrica esquistosa grosera. El piroxeno es el mineral más abundante (entre 40 y 60 % del total de la roca); acompañan al piroxeno, esfena (10%) con

cantidades menores de clinozoisita (5%), prehnita (2%) y filosilicato-calcita (2%). El piroxeno está en cristales de hasta 2 mm de longitud agrupados en racimos o en bandas junto con esfena euhedral; estos minerales están en contacto y en aparente equilibrio. Sus composiciones oscilan entre $Hd_{27,3}$ y $Hd_{43,9}$ - $Jo_{0,13}$ y $Jo_{3,2}$ y en todos los análisis la relación Mg/Fe es > 1 (Tabla 1, Fig. 3). En el perfil composicional a través de un cristal de piroxeno la fracción molar de la molécula de hedenbergita disminuye desde el núcleo hacia el borde; aunque muy leve, la fracción molar de johannsenita aumenta en esta dirección (Fig 4a). Algunos cristales de piroxeno presentan núcleos relícticos de anfíboles verdes y pleocroicos de composición actinolita y ferroactinolita (Tabla 4; Leake 1978). En una muestra también se encontraron trazas de muscovita. Los anfíboles y la muscovita parecen constituir parte del protolito metamórfico relíctico.

La clinozoisita (Tabla 4), el filosilicato y la calcita reemplazan en forma selectiva a las plagioclasas del protolito metamórfico. Como puede apreciarse en la Tabla 4, las proporciones moleculares de albita y anortita varían notablemente en las plagioclasas de las tres muestras analizadas ($Ab_{50,5-51,8}$ - $An_{48,3-47,2}$; $Ab_{36,2-38,2}$ - $An_{63-60,9}$ y $Ab_{21,6-25,2}$ - $An_{78,2-74,6}$). Si bien estas diferencias composicionales entre los cristales de plagioclasa pueden ser interpretadas como diferencias en la composición de los protolitos metamórficos, el incremento de la molécula de anortita también puede ser el resultado del metasomatismo cálcico de la plagioclasa original en las muestras más cercanas al mármol. La prehnita (Tabla 4) ocupa preferentemente cavidades e intersticios cristalinos.

Zona de vesubianita

Está ubicada entre la zona de piroxeno y la zona de wollastonita. La vesubianita comprende entre el 50 y el 70% del volumen total de esta zona. Acompañan a vesubianita granate (20-30%), wollastonita (5-10%) y piroxeno (5-10%). Contiene, además, trazas de esfalerita y apatita. La vesubianita se presenta en agregados cristalinos gruesos, verdes, con textura granoblástica-poiquiblastica ya que por lo general incluye cristales finos de granate isótropo, grossularítico (Ad_{12} - $Pi_{0,3}$; Tabla 2), piroxeno rico en magnesio ($Hd_{27,6}$ - $Jo_{0,5}$; Tabla 1) y cristales fibroso-radiados de wollastonita. Los minerales retrógrados epidoto, cuarzo y calcita reemplazan a vesubianita en parches irregulares y venillas. Las vesubianitas analizadas carecen de boro, por lo que la normalización de la fórmula unidad ha sido efectuada en base a 50 cationes para $X+Y+Z$, donde $X = Ca, Na$; $Y = Al, Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Ti, Mn$; $Z = Si$ (Groat y Hawthorne 1992), (Tabla 3). La composición química de la vesubianita muestra variaciones en el contenido de titanio y

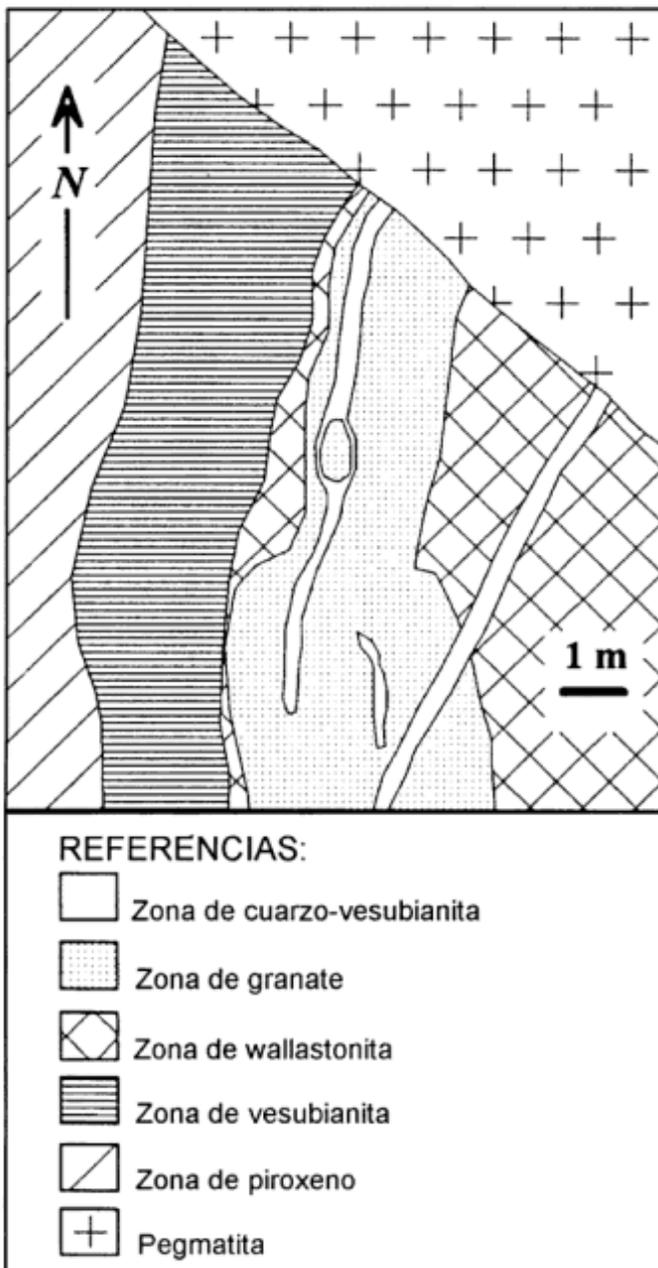


Figura 2: Esquema en planta que muestra la distribución de las zonas minerales en el skarn Cañada del Puerto

Tabla 1: Composición química de los piroxenos del skarn Cañada del Puerto.

Muestra # Comentario *Zonas	7851 núcleo 1	7851 borde 1	7851.p5 1	7852 2	7853 3	7853.p2 3	7854.p1 4	7854 núcleo 4	7854 borde 4	7855 núcleo 3
% peso										
SiO ₂	51.93	52.83	52.64	53.97	52.69	53.48	52.01	51.56	51.97	52.74
TiO ₂	0.04	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	0.29	0.23	0.23	0.32	0.07	0.49	0.29	0.24	0.29	0.28
FeO**	13.31	11.21	11.82	8.79	9.25	8.62	14.11	14.27	13.20	11.47
MnO	0.79	0.85	0.65	0.16	0.58	0.33	0.74	0.77	0.48	0.34
MgO	9.44	10.93	10.99	12.83	12.11	13.10	9.31	8.89	9.53	10.95
CaO	24.07	24.13	24.79	24.71	24.54	25.49	24.63	24.27	24.27	24.14
Na ₂ O	0.17	0.10	0.11	0.09	0.11	0.00	0.03	0.15	0.08	0.16
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
corr. F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Total	100.04	100.31	101.24	100.88	99.35	101.54	101.15	100.17	99.85	100.10
Iones para 6 oxígenos										
Si	1.99	2.00	1.98	2.00	2.00	1.98	1.98	1.99	2.00	2.00
Al	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.43	0.36	0.37	0.27	0.29	0.27	0.45	0.46	0.42	0.36
Mn	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
Mg	0.54	0.62	0.62	0.71	0.68	0.72	0.53	0.51	0.55	0.62
Na	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.99	0.98	1.00	0.98	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	0.98
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jo	2.59	2.73	2.05	0.51	1.87	1.03	2.38	2.52	1.59	1.10
Di	54.38	61.74	61.08	71.86	68.69	72.28	52.75	51.28	55.37	62.29
Hd	43.03	35.53	36.87	27.63	29.44	26.69	44.87	46.19	43.04	36.61
Muestra # Comentario *Zonas	7855 borde 3	7855.p5 3	7856 5	7858.p3 1	7859.p1 1	7859.p3 1	7859 1	7861.p3 3	7862 núcleo 6	7862 borde 6
% peso										
SiO ₂	52.58	51.86	51.99	52.76	51.68	53.36	53.73	52.74	51.37	51.46
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.32	0.32	0.23	0.28	0.21	0.49	0.28	0.35	0.20	0.24
FeO**	13.00	14.98	13.72	11.65	13.94	8.74	10.34	9.21	15.38	15.03
MnO	0.37	0.42	0.68	0.67	1.00	0.04	0.33	0.81	1.70	1.52
MgO	9.83	8.98	9.13	11.08	9.45	13.02	11.71	12.13	7.91	7.55
CaO	24.40	24.52	24.31	25.01	24.07	25.09	24.73	25.21	23.91	23.75
Na ₂ O	0.04	0.10	0.01	0.11	0.06	0.14	0.04	0.03	0.08	0.06
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.01	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
corr. F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.58	101.21	100.09	101.61	100.44	100.93	101.16	100.50	100.58	99.63
Iones para 6 oxígenos										
Si	2.00	1.98	2.00	1.98	1.98	1.98	2.00	1.98	1.99	2.01
Al	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.41	0.48	0.44	0.37	0.45	0.27	0.32	0.29	0.50	0.49
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.06	0.05
Mg	0.56	0.51	0.52	0.62	0.54	0.72	0.65	0.68	0.46	0.44
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.99	1.00	1.00	1.01	0.99	1.00	0.99	1.02	0.99	0.99
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Jo	1.21	1.35	2.24	2.12	3.19	0.13	1.06	2.59	5.52	5.13
Di	56.70	50.95	53.03	61.56	52.97	72.55	66.16	68.30	45.18	44.81
Hd	42.08	47.70	44.72	36.32	43.85	27.33	32.78	29.10	49.30	50.06

* Zonas del skarn: 1 piroxeno; 2 vesuvianita; 3 wollastonita; 4 granate, 5 cuarzo-vesuvianita; 6 cuarzo-piroxeno

**Todo el hierro como FeO

menos notorio, en el porcentaje de Mg y Fe (Fig. 5). Estas variaciones en la composición química ocurren en una misma muestra y es probable que representen fluctuaciones en la composición de los fluidos hidrotermales. El flúor y el cloro en las muestras analizadas oscilan entre 1,17-1,35 y 0,12-0,42%, respectivamente.

Zona de Granate

Esta zona está rodeada por la zona de wollastonita. Está formada por granate (40%) con cuarzo (20%), calcita (20%), piroxeno (15%), vesubianita (5%) y wollastonita, clinzoisita, esfena y apatita como componentes menores. El granate ocurre en agregados granoblásticos-poiquiloblásticos de grano grueso a mediano: contiene inclusiones de clinzoisita según plagioclasa, clinopiroxeno ($Hd_{43-46,2}$; $Jo_{1,6-2,5}$; Tabla 1) y esfena. Al menos dos generaciones de cuarzo y calcita están presentes: la primera forma poiquiloblastos que incluyen a granate; estos cristales de calcita y cuarzo parecen relictos del mármol impuro. La segunda generación forma venillas que atraviesan la roca, rellena los espacios intercrystalinos y las cavidades drúsicas; los cristales de granate suelen terminar en forma idioblástica en estas cavidades.

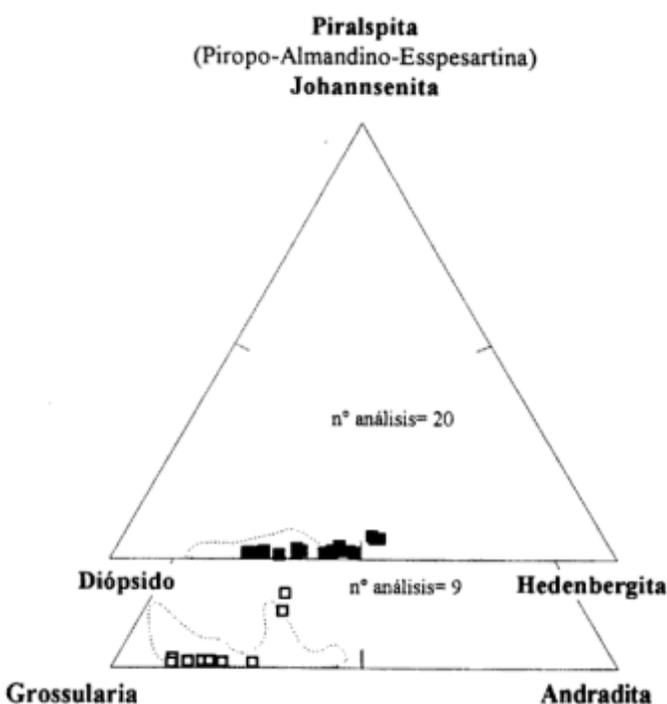


Figura 3: Diagramas triangulares que resumen las composiciones de los granates y piroxenos presentes en el skarn Cañada del Puerto. Para comparar se han agregado los campos determinados para granates y piroxenos del skarn Copina (Franchini *et al.* en prensa).

En la Tabla 2 se dan los análisis químicos de los granates y en la Fig. 3 un resumen de sus composiciones. En esta zona los cristales presentan mayores variaciones composicionales en términos de la fracción molar de andradita que en otras zonas del skarn (Ad_{12-27} ; Fig. 6a); las diferencias en fracción molar de piralspita son débiles ($Pi_{0,2-1,7}$). Los cristales no muestran la zonación óptica compleja característica de los skarns portadores de metales: los núcleos y las zonas medias son isótropos o débilmente anisótropos y no presentan zonación del color, en tanto que los bordes cristalinos son anisótropos. El perfil composicional a través de un cristal de granate señala una disminución de la fracción molar de andradita desde el núcleo hacia el borde (Ad_{22-12}); la fracción molar de espesartina aumenta levemente desde el núcleo hacia la zona media, ambos isótropos, para luego disminuir en el borde cristalino anisótropo (Tabla 2; Fig. 6b). En todos los análisis la relación Al/Fe es mayor que uno y en un cristal donde el flúor fue analizado, éste está sustituyendo al oxígeno en una proporción de 0,27 % en peso.

Zona de wollastonita

Esta zona es la más desarrollada del skarn; reemplaza al mármol impuro por lo cual, además de wollastonita (40-60%), contiene vesubianita (20%), piroxeno (15%), granate (0-10%), con calcita, cuarzo y trazas de apatita. Estos porcentajes de vesubianita sugieren que el mármol contenía magnesio. Consiste en un agregado fibroso-radiado y fibras entrecruzadas de wollastonita que incluyen parches de granate isótropo ($Ad_{14,4}$; $Pi_{1,3}$; Tabla 2), vesubianita, grupos y cordones de piroxeno ($Hd_{26,7-47,7}$; $Jo_{1-2,6}$; Tabla 1) de grano fino. La asociación retrógrada calcita-cuarzo reemplaza a wollastonita en parches y venillas. Su composición química es similar a una wollastonita normal (Tabla 4).

Zona de cuarzo-vesubianita

Esta zona consiste en venillas de escasos centímetros de potencia que cortan y reemplazan a la zona de granate. Las venas están rellenas con 70-75% de cuarzo, 20-25% de vesubianita, 5% de piroxeno ($Hd_{44,7}$ - $Jo_{2,2}$) y trazas de clinzoisita y calcopirita. El cuarzo, en agregados granoblásticos masivos de grano grueso, incluye cristales prismáticos verdes y marrones rojizos de vesubianita y menor clinopiroxeno. El cuarzo contiene numerosas microfracturas a lo largo de las que se disponen inclusiones fluidas secundarias que señalan la incursión periódica de los fluidos hidrotermales.

Como en la zona de vesubianita, la composición química de la vesubianita muestra variaciones en el

Tabla 2: Composición química de los granates del skarn Cañada del Puerto.

Muestra # Comentario	7852 isótopo inclusiones	7853 isótopo	7854 isótopo núcleo	7854 anisótopo borde	7854 isótopo zona media	7854,p3 isótopo	7855 isótopo	7862 isótopo núcleo	7862,p5 isótopo
Zona	2	3	4	4	4	4	3	6	6
% peso									
SiO ₂	39.74	38.23	38.48	39.48	38.97	38.42	39.45	38.39	38.13
TiO ₂	0.17	0.29	0.49	0.36	0.08	0.78	0.32	0.31	0.17
Al ₂ O ₃	20.74	18.41	17.76	20.32	19.46	16.60	20.06	20.02	20.85
Fe ₂ O ₃ *	3.89	5.85	6.75	3.74	5.61	8.57	4.63	10.32	10.15
MnO	0.08	0.76	0.07	0.03	0.65	0.04	0.46	7.68	10.35
MgO	0.04	0.07	0.06	0.03	0.11	0.11	0.10	0.21	0.16
CaO	35.45	35.09	35.69	36.24	35.01	36.33	35.02	23.77	21.08
Na ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
F	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	0.27	N.a	N.a	0.22
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
menos F,Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.09
Total	100.13	98.72	99.31	100.21	99.92	101.04	100.10	100.70	101.03
Número de iones para 12 oxígenos									
Si (OH,F)/4**	3.00	2.97	2.98	2.99	2.98	2.94	2.99	2.94	2.92
Al	1.85	1.69	1.62	1.81	1.75	1.50	1.79	1.81	1.88
Fe ³⁺	0.22	0.34	0.39	0.21	0.32	0.46	0.26	0.60	0.11
Ti	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00
Fe ²⁺ ***						0.04			0.48
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Ca	2.87	2.92	2.96	2.94	2.87	2.98	2.85	1.95	1.73
Mn	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.50	0.67
OH****						0.16			0.27
F						0.07			0.05
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% Moles									
Piralspita	0.31	1.87	0.37	0.17	1.72	0.49	1.30	14.06	18.13
Grossularia	87.78	79.45	77.93	87.90	81.23	72.02	84.31	58.94	56.09
Andradita	11.91	18.68	21.70	11.93	17.05	27.50	14.39	26.99	25.78

**vacancia del sitio tetraédrico((F+OH)/4)

*** calculado de la fórmula normalizada

**** calculado de la ecuación (F+OH) /4 =vacancia tetraédrica

N.a: no analizado

contenido de titanio y menos notorio, en el porcentaje de Mg y Fe (Tabla 3, Fig. 5). El flúor y el cloro oscilan entre 1,15-2,07 y 0,05-0,08%, respectivamente.

Zona de cuarzo-clinopiroxeno

Si bien las zonas descriptas se repiten a lo largo del perfil, hay variaciones locales en la mineralogía de una zona que no han sido incluidas en el esquema de zonación del skarn: en el borde más oriental del skarn, la zona de cuarzo masivo incluye piroxeno y menor proporción de granate en lugar de vesubianita. El piroxeno (Hd₄₉₋₅₁-Jo_{5,1-5,5}) y el granate (Ad_{25,8-27}-Pi_{14-18,1}) son más ricos en hierro (aumento del Fe²⁺ en granate) y manganeso que los piroxenos y granates de las zonas restantes (Tablas 1 y 2; Figs. 4a y 6a). Las asociaciones de minerales retrógrados: cloritacalcita-epidoto (Tabla 4) y anfíbol (ferroactinolita-hornblenda; Tabla 4)-calcita reemplazan a granate y piroxeno, respectivamente.

Análisis de las inclusiones fluidas

Ciento sesenta inclusiones fluidas adecuadas para el análisis microtermométrico se hallaron en cristales de granate, vesubianita, cuarzo y con menor frecuencia, en piroxeno. En los granos individuales de granate, vesubianita y piroxeno, la mayoría de las inclusiones están distribuidas al azar y han sido interpretadas como inclusiones primarias, mientras que en cuarzo, la mayoría de las inclusiones están alineadas a lo largo de microfracturas y han sido consideradas secundarias (Roedder 1984). La mayoría de las inclusiones primarias en granate, piroxeno y vesubianita son acuosas salinas aunque en vesubianita también se hallaron inclusiones ricas en gas asociadas a las primeras. Cantidades similares de inclusiones acuosas e inclusiones ricas en gas de origen secundario se hallaron en cristales de cuarzo. En las inclusiones acuosas salinas, la burbuja de vapor es relativamente pequeña y la relación líquido: vapor es constante.

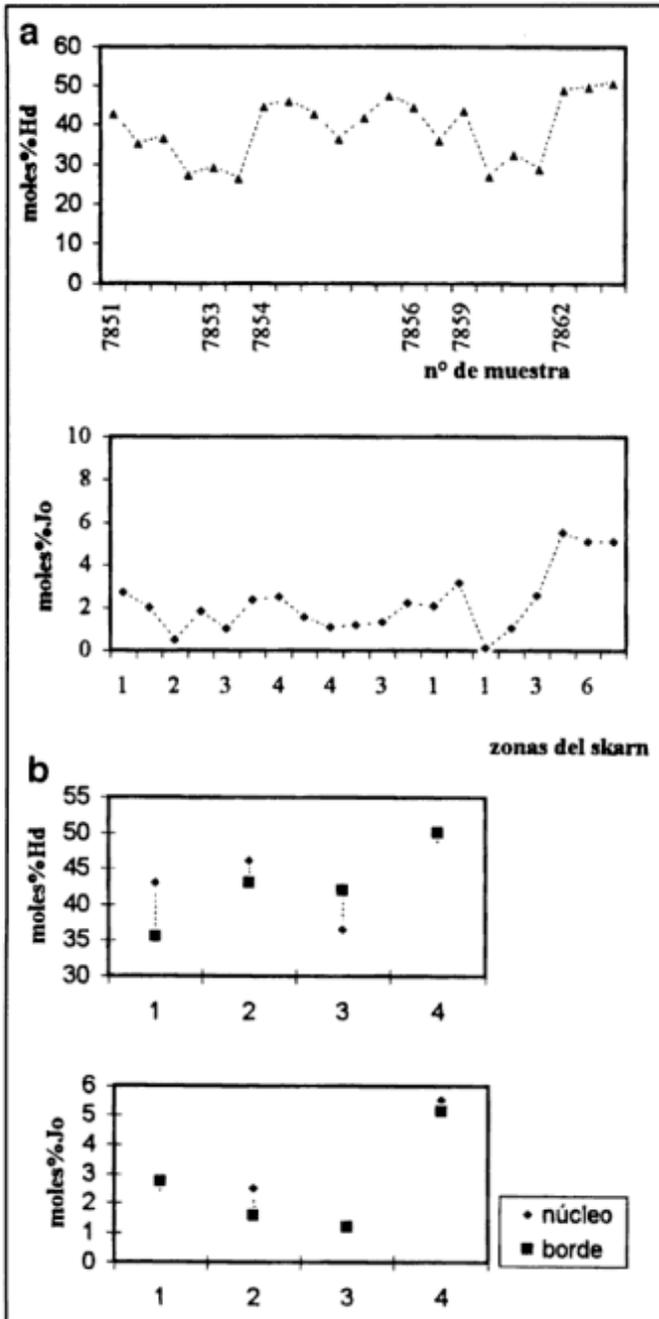


Figura 4: a, Variaciones en el contenido de Fe (hedenbergita) y Mn (johannsenita) en los piroxenos a lo largo del perfil del skarn Cañada del Puerto. b, Zonación composicional en los cristales de piroxeno.

En el caso de las inclusiones ricas en vapor, la burbuja ocupa entre 70 y 90% de volumen total de la cavidad. En cuarzo, las cavidades de las inclusiones presentan morfología regular y muchas de ellas muestran formas de cristales negativos, mientras que en los restantes silicatos abundan inclusiones con cavidades de morfologías subregular a irregular y menos común euhedral. No se hallaron inclusiones con minerales hijos e inclusiones con CO₂ u otros gases

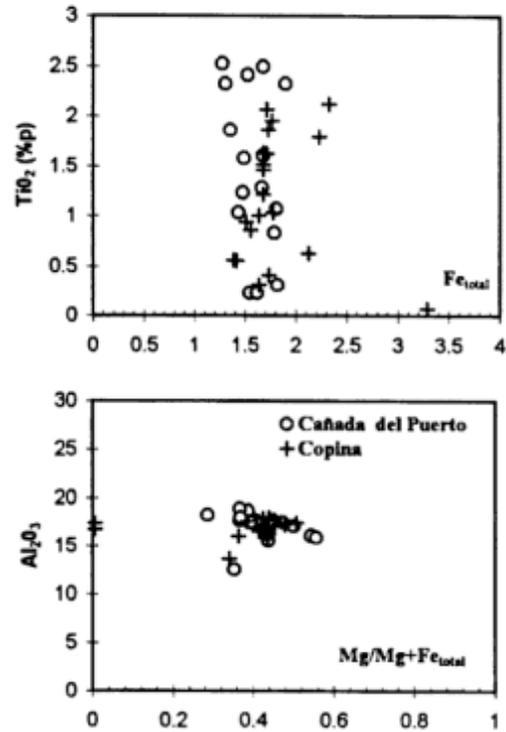


Figura 5: TiO₂ versus Fe atómico y Al₂O₃ versus Mg/Mg+Fe_{total} en las vesuvianitas del skarn Cañada del Puerto. Para comparar se han agregado las vesuvianitas del skarn Copina (Franchini *et al.* en prensa).

no-condensables. Las salinidades de los fluidos fueron estimadas usando la ecuación de Sterner *et al.* (1988).

En piroxeno las temperaturas de homogeneización de 4 inclusiones fluidas fueron de 330° a 375°C con una sola medición de la salinidad en una inclusión que homogeneizó a 385°C alcanzando una temperatura de fusión del último cristal de hielo de -2,4°C; esta temperatura corresponde a 3,9% eq. peso NaCl ó 0,69 moles en solución. Las temperaturas de homogeneización de 48 inclusiones fluidas en granate estuvieron comprendidas entre los 250° y 455°C y las temperaturas de fusión del último cristal de hielo para 10 de estas inclusiones oscilaron entre -3,1 y -7,7°C, correspondiendo salinidades de 5 a 11,3% eq. peso NaCl (0,9 a 2,18 moles) (Fig.7). Entre 180° y 430°C fue el rango de temperaturas de homogeneización obtenido en 35 inclusiones en vesuvianita; todas homogeneizaron en fase líquida. El rango de temperaturas de disolución del último cristal de hielo para 17 de estas inclusiones fue de -2,6 a -7,1°C correspondiendo un rango de salinidades de 4,2 a 10,6% eq. peso NaCl (0,75 a 2,02 moles) (Fig. 7). Tres inclusiones homogeneizaron entre los 380° y 395°C en fase vapor. Temperaturas de homogeneización similares se midieron en las inclusiones acuosas salinas dentro

Tabla 3: Composición química de las vesubianitas del skarn Cañada del Puerto.

Muestra # Comentario * Zona	7852.p1 2	7852.p3 2	7853.p1 3	7854.p1 5	7854.p1 5	7854.p2 5	7855.p1 3	7855.p3 3
%peso								
SiO ₂	37.04	36.37	36.87	36.87	36.82	36.87	36.55	36.67
TiO ₂	0.31	2.32	2.41	0.23	0.23	1.07	1.28	1.60
Al ₂ O ₃	17.67	15.56	16.88	18.70	18.90	18.27	17.71	17.41
FeO**	4.28	4.41	3.59	3.64	3.81	4.26	3.90	3.93
MnO	0.13	0.02	0.05	0.20	0.09	0.01	0.10	0.09
MgO	1.64	1.92	1.60	1.29	1.24	0.97	1.28	1.41
CaO	36.27	35.72	36.34	36.17	36.18	35.99	36.29	36.03
Na ₂ O	0.02	0.07	0.11	0.10	0.06	0.14	0.08	0.08
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
F	1.35	1.17	1.04	1.33	1.48	1.39	1.30	1.05
Cl	0.12	0.42	0.13	0.07	0.06	0.05	0.06	0.08
corr.F,Cl	0.60	0.59	0.47	0.58	0.64	0.60	0.56	0.46
Total	98.23	97.40	98.56	98.03	98.25	98.44	97.99	97.89
50 iones (X+Y+Z)								
Si	18.88	18.76	18.74	18.76	18.68	18.72	18.67	18.77
Al	10.62	9.46	10.12	11.22	11.30	10.94	10.67	10.50
Ti	0.12	0.90	0.92	0.09	0.09	0.41	0.49	0.62
Fe	1.82	1.90	1.53	1.55	1.62	1.81	1.67	1.68
Mn	0.06	0.00	0.02	0.09	0.04	0.00	0.04	0.04
Mg	1.25	1.48	1.21	0.98	0.94	0.73	0.97	1.08
Na	0.02	0.07	0.11	0.10	0.06	0.14	0.08	0.08
Ca	19.81	19.74	19.79	19.72	19.67	19.58	19.87	19.76
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
F	2.18	1.91	1.67	2.14	2.37	2.23	2.10	1.70
Cl	0.10	0.37	0.11	0.06	0.05	0.04	0.05	0.07
_X	19.83	19.81	19.90	19.82	19.73	19.72	19.95	19.84
_Y	13.74	12.85	12.88	13.83	13.90	13.48	13.35	13.30
_Z	18.88	18.76	18.74	18.76	18.68	18.72	18.67	18.77
Muestra # Comentario * Zona	7859.p2 4	7859 núcleo 4	7859 4	7860.p1 5	7860.p2 5	7861.p3 borde 3	7861 marrón 3	7861 incolora 3
%peso								
SiO ₂	37.17	37.08	36.90	36.79	36.68	35.73	35.64	35.79
TiO ₂	1.23	1.03	1.86	1.58	0.83	2.32	2.49	2.52
Al ₂ O ₃	17.76	17.48	17.11	18.01	17.49	16.11	12.55	15.89
FeO**	3.49	3.30	3.13	3.51	4.22	3.00	3.21	2.85
MnO	0.07	0.16	0.07	0.16	0.46	0.00	0.61	0.05
MgO	1.60	1.67	1.77	1.15	1.54	2.01	0.98	2.02
CaO	36.16	35.15	35.44	36.03	35.75	34.95	20.84	34.28
Na ₂ O	0.07	0.07	0.14	0.09	0.06	0.10	0.08	0.10
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
F	1.17	N.a	N.a	1.15	2.07	0.87	N.a	N.a
Cl	0.12	N.a	N.a	0.07	0.08	0.05	N.a	N.a
corr.F,Cl	0.52	0.00	0.00	0.50	0.89	0.38	0.00	0.00
Total	98.32	95.94	96.42	98.04	98.29	94.76	76.44	93.50
50 iones (X+Y+Z)								
Si	18.86	19.32	19.15	18.74	18.64	18.67	22.36	19.16
Al	10.62	19.69	19.85	10.81	10.48	9.92	14.11	19.76
Ti	0.47	0.40	0.73	0.61	0.32	0.91	1.17	1.01
Fe	1.48	1.44	1.36	1.49	1.79	1.31	1.68	1.28
Mn	0.03	0.07	0.03	0.07	0.20	0.00	0.32	0.02
Mg	1.21	1.30	1.37	0.87	1.17	1.57	0.92	1.61
Na	0.07	0.07	0.14	0.09	0.06	0.10	0.10	0.10
Ca	19.66	19.62	19.71	19.66	19.47	19.57	14.01	19.66
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
F	1.88	N.a	N.a	1.85	3.33	1.44	N.a	N.a
Cl	0.10	N.a	N.a	0.06	0.07	0.04	N.a	N.a
_X	19.73	19.69	19.85	19.75	19.53	19.67	14.11	19.76
_Y	13.34	13.54	13.23	13.25	13.64	12.80	12.21	12.94
_Z	18.86	19.32	19.15	18.74	18.64	18.67	22.36	19.16

* Zonas del skarn: 2 vesubianita; 3 wollastonita; 4 granate; 5 cuarzo-vesubianita;

** todo el hierro como FeO; N.a: no analizado.

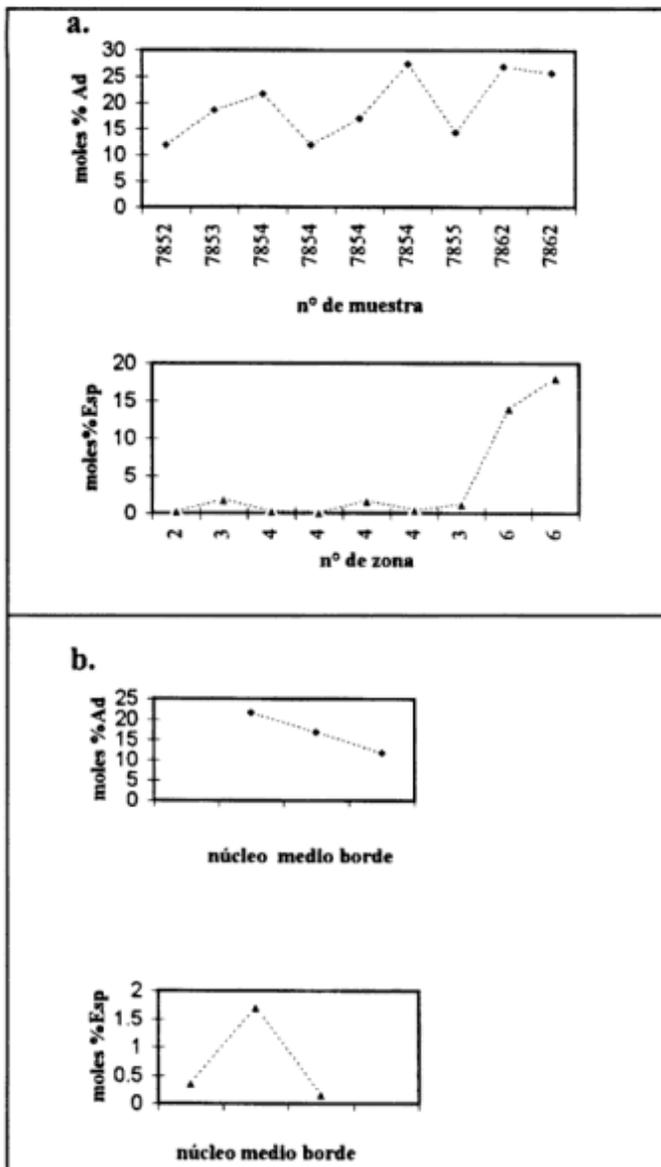


Figura 6: a, Diagrama que muestra los porcentajes de andradita y espessartina en granates isotropos y anisotropos a lo largo del perfil del skarn Cañada del Puerto. b, Zonación composicional en cristales individuales de granate.

del mismo cristal de vesuvianita pero no son evidencias concluyentes de ebullición. Finalmente, 25 inclusiones acuosas en cuarzo homogeneizaron en fase líquida entre los 270° y los 380°C; las temperaturas de fusión del último hielo para 14 de estas inclusiones oscilaron entre -0,6 y -7,2°C, correspondiendo salinidades de 1 a 10,7% eq. peso NaCl (0,17 a 2,05 moles). De las numerosas inclusiones ricas en vapor asociadas a las inclusiones acuosas, en sólo cuatro inclusiones pudo observarse la homogeneización en fase vapor entre los 385° y 475°C y en dos casos pares de inclusiones espacialmente relacionadas homogeneizaron en fases líquida y vapor a tem-

peraturas similares (380°CI-380°Cv; 360°CI-365°Cv).

El diagrama de temperaturas (Th) versus salinidades de inclusiones en las que ambos datos fueron obtenidos resalta las condiciones de formación del skarn: p.ej. el amplio rango de temperaturas y el comparativamente restringido rango de salinidades de los fluidos (Fig. 8). También pone de manifiesto una cierta tendencia a la disminución de la temperatura conjuntamente con la salinidad en inclusiones de una misma especie mineral (p.ej. vesuvianita), indicando, además, la formación de vesuvianita a temperaturas por debajo de los 300°C.

Consideraciones sobre las presiones

Tanto en cuarzo como en vesuvianita hay grupos de inclusiones espacialmente asociadas y cogenéticas que homogeneizaron ya sea en fase líquida o vapor a temperaturas similares. Por ejemplo, en cuarzo, estas temperaturas fueron de 365° y 380°C; si bien no se pudieron obtener las salinidades de estas inclusiones, el rango de salinidades medido en otras inclusiones oscila entre 1 y 10,7 eq. peso % NaCl. Si se interpretan como evidencias de ebullición, para el rango de salinidades corresponderían presiones de vapor iguales o menores de 250 bares (Sourirajan y Kennedy 1962). Presiones de vapor similares se obtienen si se consideran como evidencias de ebullición las temperaturas de homogeneización en fases líquida y vapor de pares de inclusiones en vesuvianita (380°CI-380°Cv; 365°CI-360°Cv; el rango de salinidades entre 4,2 y 10,6 % eq. peso NaCl). Asumiendo condiciones exclusivamente hidrostáticas estas presiones corresponderían a profundidades no mayores de 2,5 km. Para condiciones no-hidrostaticas, esta profundidad correspondería a una presión litostática de 675 bares, considerada como la máxima presión para el sistema hidrotermal del skarn Cañada del Puerto.

Discusión

El skarn Cañada del Puerto está asociado espacialmente a un cuerpo pegmatítico de composición granítica. Como otros skarns alojados en el basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba, está zonado en términos de su composición mineralógica. La información presentada previamente - relacionada tanto a su zonación y composición mineralógica como a las características de los fluidos hidrotermales - proveen las bases para un modelo de formación del skarn similar al elaborado para el skarn Copina (Franchini *et al.* en prensa).

Edad

Del mismo modo que el skarn Copina, se considera

Tabla 4: Composición química de los minerales del grupo del epidoto, feldespatos, anfíboles, wollastonita y prehnita del skarn Cañada del Puerto.

Anfíbol				Epidoto			Prehnita			
Muestra #	7851.00	7859.p1	7862.p4	Muestra #	7862.p5	Muestra #	7858.p2	7851.p6		
Comentario	**	***	****	Comentario		Comentario				
Zonas	1	1	6	Zonas	6	Zonas	1	1		
% peso				% peso			% peso			
SiO ₂	52.71	51.01	50.32	SiO ₂	38.2	SiO ₂	42.37	43.17		
TiO ₂	0.06	0.00	0.14	TiO ₂	0.06	TiO ₂	0	0		
Al ₂ O ₃	3.76	2.01	4.51	Al ₂ O ₃	26.29	Al ₂ O ₃	23.93	23.93		
FeO*	14.93	20.78	19.65	FeO*	9.32	FeO*	0.05	0.94		
MnO	0.62	1.23	1.31	MnO	0.37	MnO	0.02	0.02		
MgO	12.26	9.09	9.98	MgO	0.02	MgO	0	0.01		
CaO	13.64	11.30	11.85	CaO	23.63	CaO	26	26.11		
Na ₂ O	0.19	0.00	0.44	Na ₂ O	0.02	Na ₂ O	0.06	0.05		
K ₂ O	0.12	0.07	0.13	K ₂ O	0	K ₂ O	0	0		
F	0.00	0.18	0.14	F	0	F	0	0.1		
Cl	0.00	0.01	0.00	Cl	0	Cl	0	0		
corr F,Cl	N.A	-0.08	-0.06	corr. F,Cl	0	corr F,Cl	0	-0.04		
Total	98.29	95.60	98.41	Total	97.91	Total	92.43	94.29		
Números de iones para 23 oxígenos				Iones para 12.5 oxígenos			Iones para 24 oxígenos			
Si	7.66	7.82	7.48	Si	3.14	Si	6.56	6.57		
AlIV	0.34	0.18	0.52	Al	2.55	Al	4.37	0		
AlVI	0.30	0.19	0.27	Ti	0	Ti	0	0		
Ti	0.00	0.00	0.02	Fe	0.29	Fe	0.01	0.12		
Fe	1.81	2.66	2.44	Mn	0.03	Mn	0	0		
Mn	0.08	0.16	0.17	Mg	0	Mg	0	0		
Mg	2.65	2.08	2.21	Na	0	Na	0.02	0.01		
Na	0.05	0.00	0.13	Ca	2.08	Ca	4.31	4.26		
Ca	2.12	1.86	1.89	K	0	K	0	0		
K	0.02	0.01	0.02	F	0	F	0	0.05		
F	0.00	0.09	0.07	Cl	0	Cl	0	0		
Cl	0.00	0.00	0.00							
Fe/Fe+Mg	0.41	0.56	0.52	ps=100Fe+3/(Fe+3+Al)10.16						
Mg/Fe+Mg	0.59	0.44	0.48	Fe/FeAlMn	0.1					
				Al/FeAlMn	0.89					
				Mn/FeAlMn	0.01					
Plagioclasa					Wollastonita					
Muestra #	7851	7851	7858	7858	7859	7859	Muestra #	7859.p1	7859.p4	7855.p5
Comentario	núcleo	núcleo					Comentario			
Zonas	1	1	1	1	1	1	Zonas	4	4	3
% peso										
SiO ₂	55.71	55.61	58.18	57.57	48.12	48.73	SiO ₂	51.36	51.59	51.12
TiO ₂	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	TiO ₂	0.04	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	27.73	27.89	25.92	26.24	32.89	32.18	Al ₂ O ₃	0.04	0.01	0.03
FeO*	0.04	0.06	0.09	0.01	0.04	0.03	FeO*	0.37	0.20	0.08
MnO	0	0	0.01	0.02	0	0.04	MnO	0.41	0.24	0.21
MgO	0.02	0.04	0.01	0.01	0	0.01	MgO	0.02	0.02	0.00
CaO	10.06	9.86	7.61	7.97	15.83	15.1	CaO	47.92	48.27	48.76
Na ₂ O	5.81	5.98	7.32	7.03	2.42	2.82	Na ₂ O	0.01	0.01	0.02
K ₂ O	0.2	0.18	0.15	0.16	0.02	0.04	K ₂ O	0.00	0.00	0.00
F	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	F	0.00	0.00	0.01
Cl	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	N.a	Cl	0.00	0.00	0.00
corr F,Cl	0	0	0	0	0	0	corr F,Cl	0.00	0.00	-0.00
Total	99.57	99.63	99.30	99.01	99.34	98.96	Total	100.17	100.34	100.26
Número de iones en base a 32 oxígenos						Iones para 18 oxígenos				
Si	10.07	10.05	10.48	10.40	8.86	8.99	Si	5.97	5.98	5.94
Al IV	5.91	5.94	5.50	5.59	7.14	7.00	Al	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ti	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	Fe	0.04	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.04	0.02	0.02
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	0.00	0.00	0.00
Na	2.04	2.09	2.56	2.46	0.86	1.01	Na	0.00	0.00	0.00
Ca	1.95	1.91	1.47	1.54	3.12	2.99	Ca	5.97	5.99	6.07
K	0.05	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.00
Ab	50.52	51.79	62.97	60.92	21.64	25.20				
An	48.34	47.19	36.18	38.17	78.24	74.57				
Or	1.14	1.03	0.85	0.91	0.12	0.24				

* Todo el hierro como FeO

Facies : 1 piroxeno; 3 wollastonita; 4 granate; 6 cuarzo-piroxeno

** actinolita; *** ferroactinolita; **** ferroactinolita-hornblenda, Leake1978

que el skarn Cañada del Puerto se formó con posterioridad al metamorfismo regional que afectó a las rocas del basamento en el Precámbrico Superior (≈ 700 Ma, Linares y Cordani 1976; Linares y Latorre 1978). Estos son los argumentos a favor de esta hipótesis: (1) los protolitos metamórficos del área presentan grano fino a mediano, textura esquistosa y sus minerales no están zonados, características que señalan su equilibrio bajo las condiciones del metamorfismo regional; (2) los silicatos del skarn son de grano grueso y tienen zonación composicional por lo que su formación es claramente posterior al metamorfismo regional; (3) el skarn está en contacto con cuerpos de composición granítica; (4) la abundancia de cuarzo y flúor en las facies del skarn sugieren la introducción de fluidos desde una fuente externa, y, finalmente, (5) las presiones estimadas para su formación (<700 bares) indican profundidades de epizona o ambientes poco profundos.

Metamorfismo versus Metasomatismo

El skarn Cañada del Puerto presenta zonación mineralógica con una secuencia de zonas que se repite en el área: piroxeno-granate-vesubianita-wollastonita. La composición y ubicación de estas zonas parece estar controlada por la composición del basamento metamórfico heterogéneo: la zona más ampliamente distribuida de wollastonita reemplaza al mármol; la vesubianita al mármol rico en magnesio y el piroxeno a esquistos o anfibolitas; el granate forma una zona de transición entre las anfibolitas o pegmatoide y el mármol. Este control del protolito en la mineralogía y zonación del skarn, junto con las relaciones Al/Fe >1 en granate, Mg/Fe >1 en la mayoría de los piroxenos, la ausencia de componentes exóticos tales como W, Be, Sn, B y Mo a lo largo del skarn y la escasez de hierro en vesubianita caracterizan a los skarns bime-

tasomáticos (Vidale 1969, Zharikov 1970; Newberry 1982; Kwak 1987) o skarns de reacción (Meinert 1992) resultantes del metamorfismo del protolito con la difusión de componentes químicos entre las rocas adyacentes.

Por otro lado, hay evidencias en el skarn de la introducción de fluidos hidrotermales desde una fuente externa: (1) no hay lixiviación de elementos en las rocas metamórficas que rodean al skarn; (2) presencia de flúor en granates, vesubianita y otros minerales del skarn; (3) presencia de zonas de cuarzo con piroxeno o vesubianita que atraviesan y reemplazan a las restantes; (4) registros de la incursión reiterada de fluidos hidrotermales en cuarzo y vesubianita; (5) en la zona de cuarzo-piroxeno o facies más distal del skarn con respecto al cuerpo pegmatítico, el clinopiroxeno contiene más hierro y manganeso ($Hd_{51}-Jo_5$) y la relación Mg/Fe es > 1; este enriquecimiento en hierro y manganeso en piroxenos de las zonas más distales ha sido señalado en varios depósitos en skarns (p.ej. en skarns de Cu: Cananea, en México, Meinert 1982; en skarns de Fe: Vancouver Island, en British Columbia, Meinert 1984 y en skarns de Zn-Pb: Groundhog, en New Mexico, Meinert 1987).

De la discusión precedente se deduce que si bien la composición de las rocas del basamento tuvo un rol muy importante en la formación del skarn, hay evidencias directas de la participación de fluidos hidrotermales derivados de una fuente externa. El carácter local de este metasomatismo sugiere que los fluidos hidrotermales provenían más bien del cuerpo pegmatítico en contacto con el skarn que del granito del batolito de Achala situado al este.

Mineralogía-Inclusiones fluidas

Las composiciones de los silicatos más abundantes del skarn: granates ($Ad_{11,9-27,5} - Esp_{0,17-18,13}$) - piroxe-

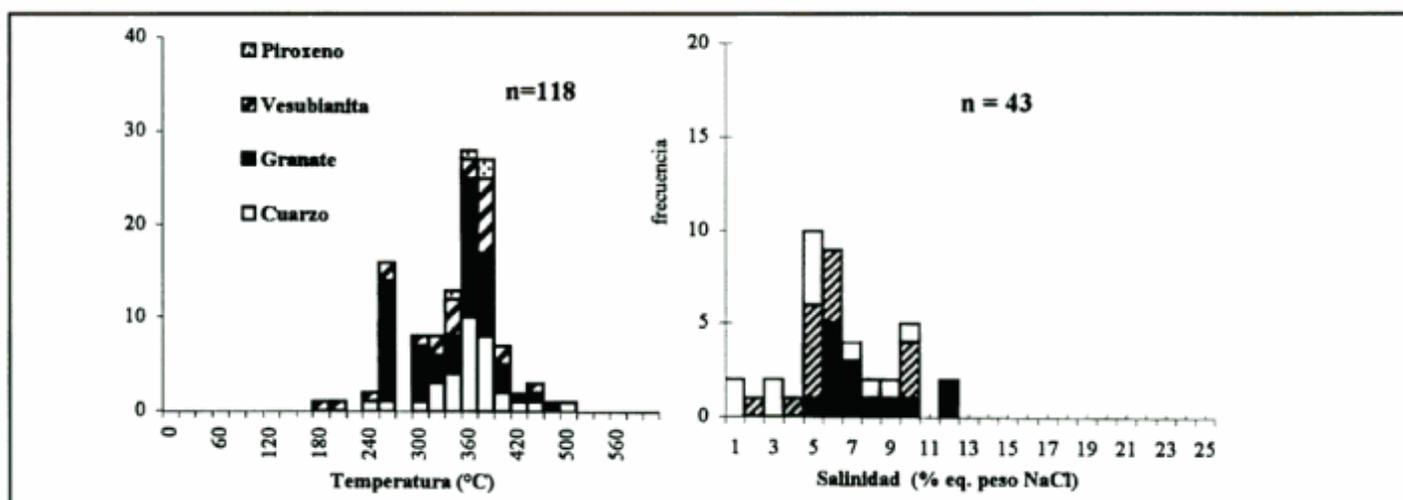


Figura 7: Histogramas que resumen las temperaturas de homogeneización y las salinidades estimadas para las inclusiones fluidas presentes en los minerales del skarn Cañada del Puerto.

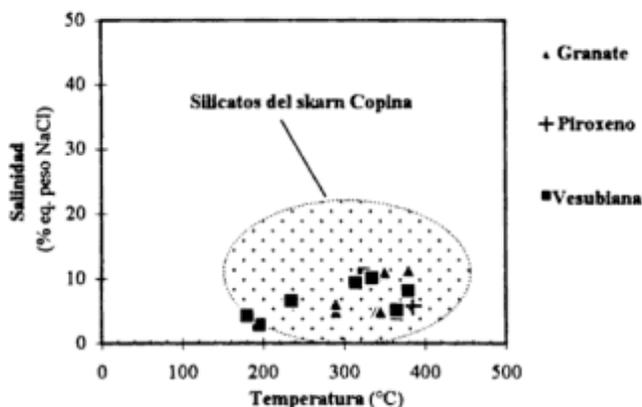


Figura 8: Diagrama de temperaturas versus salinidades para las inclusiones fluidas de Cañada del Puerto. Para comparar se ha dibujado el campo de temperaturas versus salinidades determinado para las inclusiones fluidas del skarn Copina (Franchini *et al.* en prensa).

nos ($Hd_{26,7-50,9} - Jo_{0,5-5,5}$) vesubianita-wollastonita son similares a las composiciones de los silicatos que forman el skarn Copina, si bien en Cañada del Puerto los minerales tardíos son más ricos en hierro y manganeso que en flúor. También las temperaturas de homogeneización (entre 180° y 455°C para Cañada del Puerto y 140°- 420°C para el skarn Copina) son similares y en ambos skarns los rangos de temperaturas más bajos corresponden a vesubianita y cuarzo. De acuerdo a Allen y Burnham (1992), existen dos tipos estructurales de vesubianita: uno, de alta simetría, estable en ambientes metamórficos a temperaturas elevadas (400-800°C); el otro tipo estructural o vesubianita de baja simetría, que es estable por debajo de los 300°C, constituye un producto típico de los procesos hidrotermales y actividad metasomática tardíos y bien puede ser un mineral retrógrado o precipitar en venas directamente de fluidos hidrotermales. Los autores señalan, además, que esta variedad de vesubianita suele estar acompañada de minerales estables a temperaturas bajas tales como hidrogrossularia, prehnita, entre otros. Las características de las vesubianitas halladas en los skarns Cañada del Puerto y Copina y la mayoría de las temperaturas medidas en inclusiones fluidas de estas vesubianitas, son similares a las descritas para la variedad de vesubianitas de baja simetría e indican ambientes hidrotermales de temperaturas bajas.

Con respecto a las composiciones de los fluidos, el rango de salinidades para el skarn Cañada del Puerto (1-11% eq. peso NaCl) es más restringido que el medido para el skarn Copina (1-23%). En ambos casos las salinidades de las inclusiones fueron siempre menores a la saturación (<26 % eq. peso NaCl para el sistema NaCl-H₂O), lo cual pone de manifiesto la presencia de fluidos pobres en cloruros u otras sales.

Como en el skarn Copina, las asociaciones de minerales retrógrados: cuarzo-calcita según wollastonita, epidoto-cuazo-calcita -(clorita) según granate y vesubianita y clorita-calcita según piroxeno, son escasas y sólo se encontraron trazas de sulfuros (esfalerita, calcopirita). Esta característica de los skarns constituye una diferencia fundamental con los sistemas en skarns mayores con concentraciones metálicas de interés económico en los cuales las facies progradantes, anhidras y formadas a temperaturas elevadas (siempre >400°C), al descender la temperatura reaccionan con los nuevos pulsos de fluidos hidrotermales para formar abundantes minerales retrógrados (Newberry 1982; Kwak 1987; Steven y Moore 1993). En estos estadios por lo general precipitan metales y sulfuros, sea por su extracción directa del magma o bien por su removilización y concentración dentro del mismo depósito.

Tanto en Copina como en Cañada del Puerto los granates contienen flúor. La presencia de granates de la serie grossularia-andradita con flúor ha sido señalada en depósitos en skarns (Dobson 1982; Yun y Einaudi 1982), en alteración retrógrada de silicatos de calcio (Valley *et al.* 1983) y en otros ambientes geológicos como, por ejemplo, en rocas alcalinas y en metabasaltos (van Marcke de Lummen 1986; Flohr y Ross 1989; Manning y Bird 1990). De acuerdo a Manning y Bird (1990) las cantidades de F y los valores de $nF/(nF + nOH)$ varían entre diferentes ambientes geológicos y los granates con flúor registran las diferencias en las composiciones de los fluidos hidrotermales para cada localidad. Entonces, la composición química de los granates con flúor puede ser usada para caracterizar geoquímicamente a los skarns Copina y Cañada del Puerto y compararlos con otros sistemas de skarns mayores y con ambientes exclusivamente metamórficos. En la Fig. 9 se presentan las características de los granates con flúor presentes en los skarns de Córdoba, de algunos depósitos de Zn-Pb y Sn-W-F en skarns, de granates formados durante la alteración retrógrada de silicatos cálcicos y, finalmente, de ambientes metamórficos. En todos los skarns el grado de enriquecimiento en F con el incremento de XAl es bajo con respecto al observado en metabasaltos (Fig. 9a), ésto puede correlacionarse con el alto porcentaje de Si presentes en los granates de los skarns (Fig. 9b). En la Fig. 9c, si bien $nF/(nF + nOH)$ es > 0,55 en los granates con flúor de los depósitos en skarns, $nF/(nF + nOH)$ es < 0,55 en todos los granates analizados para los skarns cordobeses. Estas diferencias en los valores de $nF/(nF + nH)$ con respecto a otros ambientes metasomáticos sugiere que los fluidos de los skarns cordobeses presentaban tanto a_{H_2O} como $a_{H^+} a_{F^-}$ más elevadas que los fluidos de los restantes skarns.

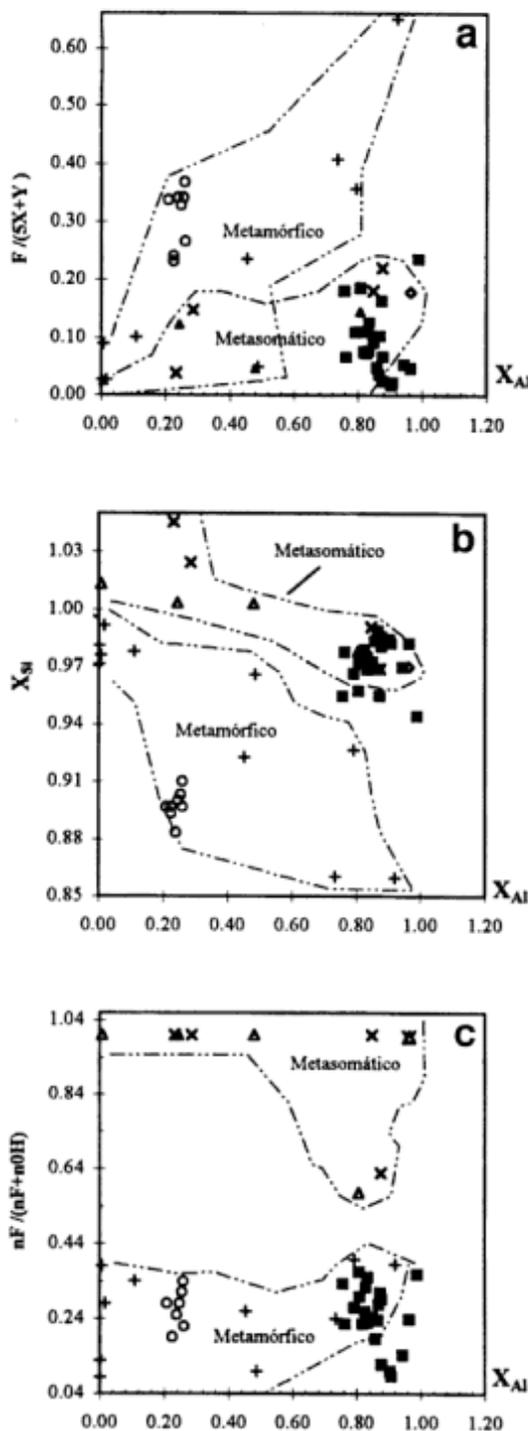


Figura 9: a, Átomos de flúor por 5 (X+Y) átomos en función de la fracción molar del aluminio octaédrico (XAl, donde $X_{Al} = nAl / (nAl + nFe^{2+})$); b, Fracción molar de Si (XSi, donde $X_{Si} = nSi / 3$) versus aluminio octaédrico (XAl, donde $X_{Al} = nAl / (nAl + nFe^{2+})$); c, $nF / (nF + nOH)$ en función de la fracción molar del aluminio octaédrico, donde $X_{Al} = nAl / (nAl + nFe^{2+})$. Referencias: Skarns de Córdoba; Δ Skarn de Zn-Pb (Yun y Einaudi, 1982); X Skarn de Sn-W-F (Dobson, 1982); \diamond Alteración Retrógrada (Valley *et al.* 1983); \circ Metabasaltos (van Marcke de Lummen 1986); + Metabasaltos (Manning y Bird 1991).

Conclusiones

El skarn Cañada del Puerto presenta las siguientes características: zonación composicional con granate (Ad₁₂₋₂₇; Esp_{0.1-18}) -píroxeno (Hd₂₆₋₅₁; Jo_{0.1-5})-wollastonita-vesuvianita-cuarzo; escasez de facies retrógradas y estabilidad de facies progradantes a temperaturas por debajo de los 300°C, tales como granate con flúor y oxhidrilos y vesuvianita de simetría baja; - Al/Fe >1 en granate; vesuvianita con flúor (hasta 2,07%) y pobre en Fe; ausencia de concentraciones metálicas; los granates contienen flúor y OH sustituyendo al oxígeno en proporciones que oscilan entre 0,22 y 0,27% ; los valores $nF / (nF + nOH)$ en los granates son menores de 0,55; las salinidades de los fluidos son menores a la saturación (1-12%NaCl); - las presiones de formación estimadas a partir del estudio microtermométrico son bajas (<700 bares). Estas características son similares a las características descritas para el skarn Copina e indican : (1) fuerte control del protolito metamórfico heterogéneo en la mineralogía y zonación de los skarns; (2) presencia de fluidos hidrotermales con a_{H_2O} y a_{H^+} más elevadas que en fluidos de sistemas en skarns mayores y ricos en metales; (3) un ambiente de formación relativamente superficial con la participación de fluidos derivados de cuerpos ígneos pequeños.

Agradecimientos

Los estudios analíticos fueron subsidiados por la Universidad del Estado de Washington, en Norteamérica y CONICET a través de una beca externa otorgada a uno de los autores. Los autores del trabajo expresan su reconocimiento a los geólogos V.A. Martínez, E.B. Martínez y M. Negrelli por su colaboración en las tareas de cartografía y muestreo; al geólogo Scott Cornelius por su asistencia en la preparación de las muestras y determinación de la composición química de los minerales con microsonda electrónica. Un reconocimiento especial al doctor Larry Meinert por las valiosas sugerencias y guía en el estudio de los skarns a uno de los autores.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Allen Fred M. y Burnham, C. W., 1992. A Comprehensive structure-model for vesuvianite: symmetry variations and crystal growth. *The Canadian Mineralogist*, 30: 1-18.
 Demange, M., Alvarez, J.O., López, L. y Zarco, J. J., 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el batolito de Achala (Córdoba, Argentina). *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 4: 23-29. Mendoza.

- Dobson, D.C., 1982. Geology and alteration of Lost River tungsten-deposit, Alaska. *Economic Geology* 77 4: 1033-1052.
- Einaudi, M. T., Meinert L. D. y Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits: *Economic Geology 75th Anniversary Volume*: 317-391.
- Einaudi, M. T., 1982 a. Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. En: Titley, S.R. (Ed.): *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. University of Arizona Press: 139-184.
- Einaudi, M.T. y Burt D. M., 1982. Introduction, Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology*, 77: 745-754.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., en prensa. Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Córdoba (64° 39' LO; 31°30' LS). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Flohr, M. y Ross, M., 1989. Alkaline igneous rocks of Magnet Cove, Arkansas: Metasomatized ijolite xenoliths from Diamond Jequarry. *American Mineralogist*, 74: 113-131.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. E., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1.p.p.577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Groat, L. A. y Hawthorne, F. C., 1992. The chemistry of vesuvianite. *The Canadian Mineralogist*, 30: 19-48.
- Kwak, T. A. P. 1987. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids: Developments in *Economic Geology*, 24, Elsevier, 451p., Amsterdam.
- Leake, B. E., 1978. The nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023-1052.
- Linares, E. y Latorre C., 1978. Geocronología K/Ar de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1: 787-794, Neuquén.
- Linares, E. y Cordani U.G., 1976. Edades K/Ar de anfíbolitas de la provincia de Córdoba, República Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1: 501-509. Bahía Blanca.
- Lira, R. 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hem ciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogénicos. Sector septentrional del batolito de Achala, provincia de Córdoba, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 241 p. (inédito).
- Lira R. y Kirschbaum A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay S.M. y Rapela C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper, 241: 67-76.
- Manning C. E. y Bird, D.K., 1990. Fluorine garnets from the host rocks of the Skaergaard intrusion: Implications for metamorphic fluid composition. *American Mineralogist*, 75: 859-873.
- Meinert, L. D., 1982. Skarn, Manto, and Breccia Pipe Formation in Sedimentary Rocks of the Cananea District, Sonora, Mexico. *Economic Geology*, 77: 919-949.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in Western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79: 869-882.
- Meinert, L. D., 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology*, 82: 523-545.
- Meinert, L. D., 1992. Skarn and skarn deposits: *Geoscience Canada*, 19 (4): 145-162.
- Newberry, R.J., 1982. Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. *Economic Geology*, 77: 823-844.
- Rapela C.W., 1982. Aspectos Geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313-330
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L., Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay S.M. y Rapela C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper. 241: 77-90.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *American Mineralogist Society, Reviews in Mineralogy* 12, 644 p.
- Sourirajan, S., y Kennedy, G., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures: *American Journal of Sciences*, 260: 115-141.
- Steven, N.M. y Moore, J.M., 1993. Pan-African Tungsten Skarn Mineralization at the Otjua Prospect, Central Namibia. *Economic Geology*, 89: 1431-1453.
- Sterner, S.M., Hall, D.L. y Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions.V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 989-1005.
- Valley J.W., Essene A.J., y Peacor, D.R., 1983. Fluorine-bearing garnets in Adirondack calc-silicates. *American Mineralogist*, 68: 444 - 448.
- Van Marke de Lummen,G., 1986. Fluor-bearing hydro-andradite from an altered basalt in the Land's End area, SW England. *Bulletin de Minéralogie*, 109: 613 - 616.
- Vázquez, A., 1985. Mineralogía y petrología de rocas en skarn ubicadas al SE de Cumbres de Gaspar, departamento Cruz del Eje, provincia de Córdoba. Trabajo Final Escuela de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, 56p. (Inédito).
- Vidale, R.,1969. Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. *American Journal of Science*, 267: 857-874.
- Yun, S. y Einaudi, M. T., 1982. Zinc-lead skarns of the Yeonhwa-Ulchin district, South Korea. *Economic Geology*, 77: 1013-1032.
- Zharikov, V.A., 1970. Skarns: *International Geology Review*, 12: 541-559.

Recibido: 5 de agosto, 1997

Aceptado: 14 de julio, 1998

Reactivación transpresiva del fallamiento triásico durante la inversión tectónica en la Cuenca Cuyana

Armando C. MASSABIE

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

ABSTRACT. *Transpressive reactivation of the Triassic faulting during the tectonic inversion of the Cuyana Basin.* Deformed Triassic formations in the Cuyana Basin contain evidence of a structural inheritance that indicate a tectonic control of continental sedimentation by extensional faulting, and later compressive reactivation during the Andean Orogeny. In Potrerillos (Mendoza Province) and the surrounding area, both extensional and compressive tectonic signatures are preserved. The former is recognized by means of stratigraphical and structural relationships in outcrops of Triassic formations (Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta and Río Blanco Formations), whereas the latter is mainly expressed in north trending concentric folding and northeast oriented dextral wrench faulting. A similar structural style and rocks in the subsurface wrench faulting kinematics of compressive Andean type were also mapped, more than twenty years ago, in deformed Triassic rocks in the subsurface of Alvear (Mendoza Province) about 220 km southeast of Potrerillos in the southern sector of the Cuyana Basin. A regional tectonic framework controls the compressive structure and kinematics of the Triassic rocks in both places. There was a sinistral northwest shear zone, active between Maastrichtian-Paleocene to Oligocene times, parallel to the main longitudinal axis of the Cuyana Basin, which formed a major crustal discontinuity in the foreland area during the Andean reactivation. From these observations and regional tectonic knowledge, it is suggested an active transpressive mechanism of shear zone extended over the entire Triassic Cuyana Basin during the Cenozoic. It was controlled, to varying degrees in different places during the Andean tectonic inversion of sedimentary sequences, affected by earlier extension faulting and ancient pre-Triassic basement lineaments.

Introducción

En este trabajo se apunta a contribuir al conocimiento sobre la actividad, características y duración del fallamiento sincrónico con la sedimentación triásica, y su respuesta, en términos cinemáticos y dinámicos, durante la reactivación Andica, en el marco de los difundidos conceptos de inversión tectónica de la cuenca Cuyana (Fig. 1). Con esta finalidad se ha considerado oportuna la realización de una evaluación del control tectónico de la sedimentación triásica y su posterior modificación durante la inversión tectónica, apoyada en el conocimiento geológico regional de la cuenca Cuyana.

El trabajo se basa principalmente en mapeos y levantamientos de perfiles estratigráficos previos (Massabie 1971, Días 1972) de secciones típicas de superficie ubicadas a la latitud de la ciudad de Mendoza en la subcuenca Las Peñas, realizados en los alrededores de Potrerillos, particularmente al sur del río Mendoza, entre el río Blanco al este y el macizo del cerro Las Cabras al oeste. También se ha ampliado el conocimiento del sector con nuevas observaciones estructurales y estratigráficas en las comar-

cas mapeadas y sectores vecinos (Fig. 1).

Además, sobre la base de una similitud en cuanto a la mecánica del fallamiento, se ha considerado relevante proyectar los resultados obtenidos en cuanto al estilo de la inversión determinados en los afloramientos de Potrerillos - El Salto, a una escala regional, por medio de su comparación y asociación con el análisis estructural de subsuelo del Triásico realizado por Vicente (1975) en la comarca de Alvear, lugar geográficamente alejado, que se halla ubicado en la porción austral de la cuenca Cuyana al sur de la subcuenca Cacheuta (Fig. 1).

Geología y estructura regional

Rolleri y Criado Roque (1968) bosquejaron la estructura de la cuenca triásica de Mendoza norte; luego Bettini (1980) mapea un sistema de corrimientos de bajo ángulo en profundidad y alto ángulo en superficie para la porción central y occidental de la cuenca Cuyana; Vásquez y Gorroño (1980) incluyen a la región, de un modo general, dentro de la faja plegada que acompaña a la cordillera de los Andes.

Recientemente Legarreta *et al.* (1993a), realizaron una síntesis regional de las características tectosedimentarias de la cuenca Cuyana en la que ponen reparos a una geometría de la deformación cenozoica de la cuenca Cuyana asimilable a fajas de corrimientos de bajo ángulo con desplazamientos horizontales de varios kilómetros (Sarewitz 1988, Figueroa y Ferraris 1989). De este trabajo (Legarreta *et al.* 1993a) se considera oportuno destacar algunos aspectos que se mencionan a continuación (Fig. 1).

La geometría regional actual del diseño de fracturación de la cuenca Cuyana muestra fallas principales (*master faults*) cuyas trazas curvas admiten un rumbo general nornoroeste. Éstas delimitan el borde oriental de la subcuenca Las Peñas, al norte, y el borde occidental de la subcuenca Cacheuta al sur.

Dentro de las subcuencas, en particular en la subcuenca Las Peñas, de mayor desarrollo, el fallamiento secundario tiende a una disposición submeridiana, hasta nornoroeste y forma ángulo con la falla principal. En la subcuenca Cacheuta el fallamiento secundario es subparalelo al principal y de definida disposición nornoroeste.

La acumulación de facies sedimentarias finas, clásticos lacustres, se produce adosada a las fallas principales, en su lado interno o bloque colgante.

La geometría actual del fallamiento de la cuenca Cuyana triásica, que ha sido comparada con la correspondiente al *rift* de África oriental (Legarreta *et al.* 1993a), pone de relieve una escasa modificación de su diseño regional por la orogenia Andica.

A este respecto cabe señalar que previamente Ramos y Kay (1991), destacaron que la extensión subsecuente a la generación de la provincia Choiyoi (Kay *et al.* 1989) resultó en la formación de las cuencas rift triásicas en Argentina y Chile desarrolladas con diseño escalonado. Y posteriormente, Dellapé y Hegedus (1993) determinaron que los sistemas de fallas inversas más destacados de la cuenca Cuyana, donde se localizan los yacimientos de petróleo (subcuenca de Cacheuta), están genéticamente vinculados a un sistema previo de fracturas extensionales encadenadas, caracterizado por fosas invertidas y zonas de relevo.

En fecha más reciente, Uliana *et al.* (1995) señalan que las cuencas triásicas presentan un grado variable de inversión estructural y levantamiento debido a la disposición regional oblicua de las estructuras mesozoicas con respecto al rumbo norte - sur de los Andes modernos.

Estratigrafía y estructura tectónica en Potrerillos

Potrerillos es la localidad de referencia para la comarca que, desde los primeros trabajos de integra-

ción estratigráfica del Triásico mendocino, ha constituido una localidad tipo de obligada consideración (véase entre otros Trumpy y Lhez 1937, Borrello 1942, Groeber y Stipanovic 1953, Rolleri y Criado Roque 1968, Stipanovic y Linares 1969, Yrigoyen y Stover 1969, Días y Massabie 1974, Rolleri y Fernández Garrasino 1979, Strelkov y Alvarez 1984, Kokogian y Mancilla 1989). Sobre la base del mapeo geológico y estructural previo de un sector de las sedimentitas triásicas allí aflorantes (Massabie 1971, Días 1972) y relevamientos estructurales realizados recientemente (Fig. 3), cabe reconocer, *prima facie*, un patrón deformativo contraccional cuyas peculiaridades responden también a la herencia tectónica extensional, de lo que dan testimonio la estratigrafía y los arreglos de facies presentes en las formaciones.

En Potrerillos (Fig. 2) se expone una columna estratigráfica que contiene de base a techo a las formaciones Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco (Días y Massabie 1974). Sobre la base de su litología y relaciones estratigráficas, la Formación Las Cabras es asimilable a la Supersecuencia Inferior de Kokogian y Mancilla (1989), en tanto que Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco integran la Supersecuencia Superior; el límite entre ambas unidades en el concepto de la estratigrafía secuencial tiene valor cronoestratigráfico (Vail *et al.* 1977, Mitchum 1977).

La estructura tectónica del Triásico sedimentario se expresa en la comarca considerada en dos sectores morfoestructurales distintivos (Días y Massabie 1974). El sector oriental constituye un homoclinal muy suavemente plegado de inclinación al sursuroeste en el cual se destacan las elevaciones correspondientes al cerro Bayo de Potrerillos y el cerro Cocodrilo. Dentro de este sector, el fallamiento se manifiesta en estructuras menores que alcanzan una magnitud relativa mayor en el extremo oriental del cerro Cocodrilo donde controla el plegamiento apretado de escala decamétrica de las sedimentitas (Fig. 3). La disposición general de los contactos formacionales define una traza de rumbo noroeste que se curva a una disposición oeste-noroeste en la vecindad del límite occidental del sector determinado tectónicamente por la falla principal que a partir de aquí se denominará falla Bayo (Fig. 2).

En el sector occidental que se halla delimitado entre el macizo del cerro Las Cabras al poniente y el cerro Bayo al este, se mapean fallas y pliegues de ejes levemente oblicuos con respecto al fallamiento, cuyos rumbos coinciden en una dirección nornoroeste. Morfoestructuralmente esta parte integra una porción de terreno relativamente deprimida en la que los contactos formacionales definen trazas de disposición nornoroeste. La deformación se manifiesta aquí con mayor intensidad, y en algunos lugares se produce verticalización y vuelco de la estratificación (Días y Massabie 1974).

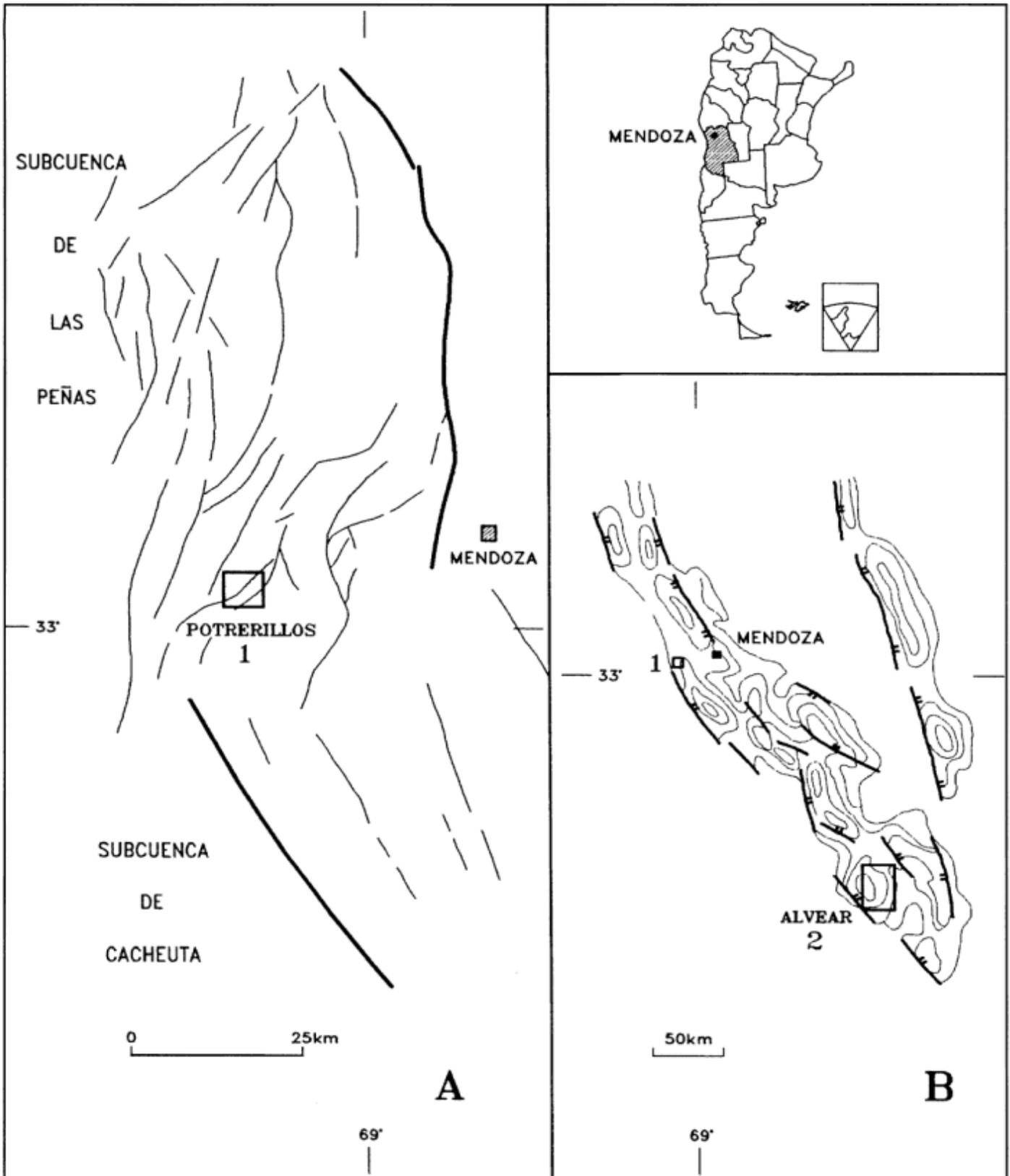


Figura 1. Ubicación de los lugares considerados para el análisis de la inversión tectónica del Triásico en la cuenca Cuyana. 1: comarca de Potrerillos; 2: región de Alvear. A: fallamiento principal y secundario de las subcuencas Las Peñas y Cacheuta adaptado de Legarreta *et al.* (1993). B: rasgos tectónicos destacados de la cuenca Cuyana triásica, adaptado de Uliana *et al.* (1995).

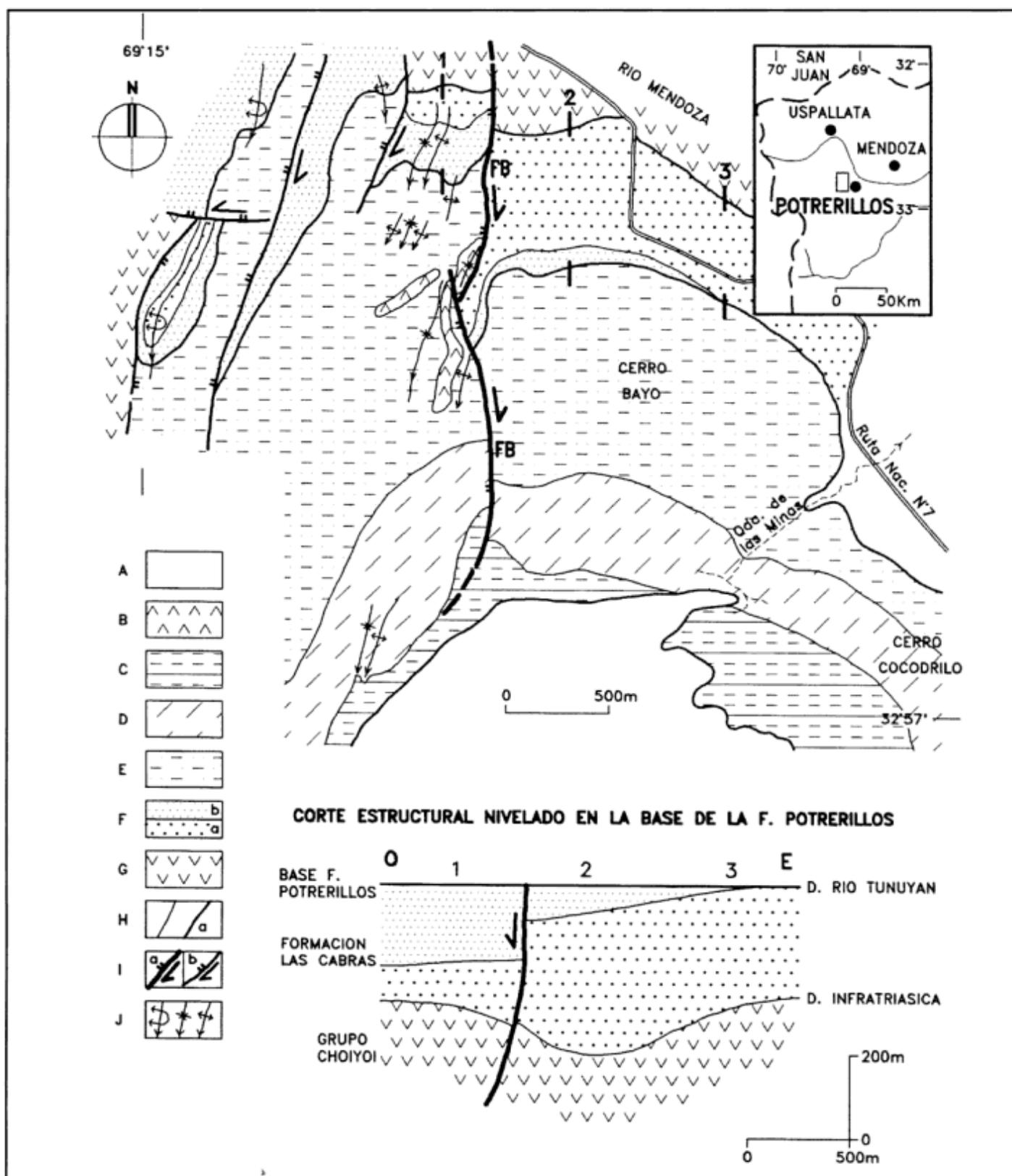


Figura 2. Geología y estructura del Triásico al oeste de Potrerillos, adaptado de Días y Massabie (1974). 1, 2, 3, secciones estratigráficas medidas. A=Cubierta moderna; B=Filón capa; C=Fm. Río Blanco; D=Fm. Cacheuta; E=Fm. Potrerillos; F=Fm. Las Cabras, a=clásticos gruesos, b=clásticos finos; G=Gr. Choiyoi; H=Contactos, a=discordancia; I=Fallas, labio bajo y separación, a=principal, b=secundaria; J=Pliegues buzantes; FB=falla Bayo.

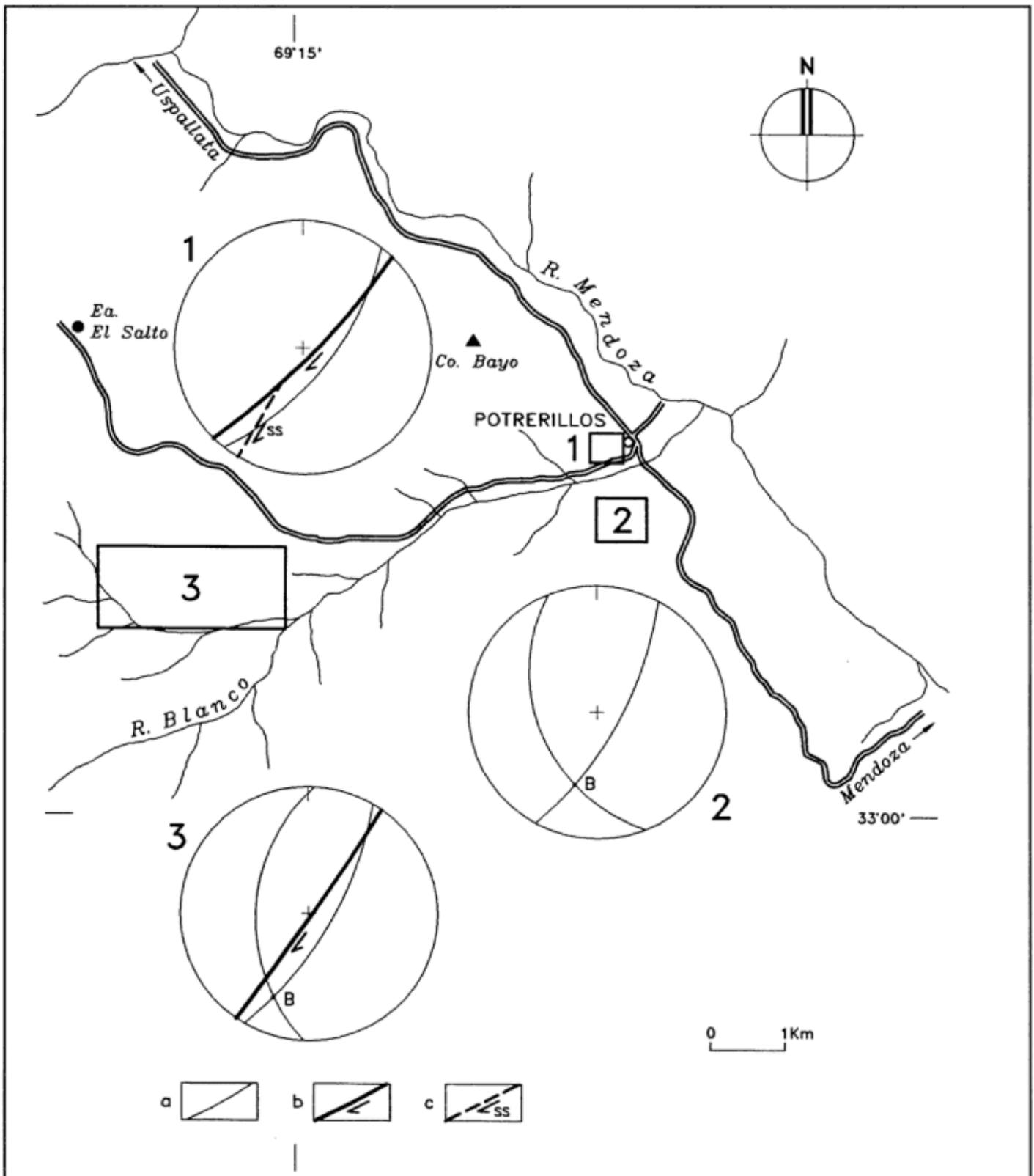


Figura 3. Corresponde a la ubicación en Fig. 1A (1). Estructura tectónica simplificada local del Triásico representada en diagramas estereográficos, hemisferio inferior. 1: al sur del camping ACA de Potrerillos (Fm. Potrerillos, Fm. Cacheuta); 2: al sudoeste del Hotel Potrerillos (Fm. Río Blanco); 3: al sur de la Estancia El Salto y localidad homónima (Fm. Potrerillos, Fm. Cacheuta y Fm. Río Blanco); a: estratificación medida en flancos de pliegues isopacos buzantes al sur; b: fallas principales con desplazamiento de rumbo dextral; c: falla secundaria sintética.

Caracterización y análisis del fallamiento triásico

En la localidad tipo de Potrerillos, la falla Bayo es la estructura principal existente (*master fault*). A escala local el diseño de su traza y disposición general son enteramente comparables con los correspondientes a las fallas principales que controlan la arquitectura tectónica regional de la cuenca Cuyana, en particular la subcuenca Las Peñas. Se halla también acompañada por un juego de fallas secundarias sintéticas, cuya disposición tiene correlato con sus equivalentes a escala regional.

Esta estructura demuestra haber constituido un límite tectónico activo durante la depositación de las sedimentitas triásicas de Potrerillos, ya que controla la distribución de facies sedimentarias lacustres y palustres más espesas ubicadas inmediatamente al oeste de esa fractura (Días y Massabie 1974). Este control tectónico de la sedimentación documentado para la Formación Potrerillos, confirma en los afloramientos, la actividad triásica del fallamiento al menos hasta el cierre de la depositación de la Formación Potrerillos, lo cual coincide, aunque sólo parcialmente, con lo señalado por Kokogian *et al.* (1993) sobre la continuidad de la actividad del fallamiento triásico durante la depositación del conjunto de secuencias Potrerillos-Cacheuta.

Es de notar también que en la sección estratigráfica integrada elaborada sobre la base de los perfiles medidos por Días y Massabie (1974), (Fig. 2), se muestra también el abrupto aumento de espesores para los depósitos clásticos finos, inmediatamente al oeste de la falla Bayo en el miembro superior de la Formación Las Cabras, a los cuales se asocia en el bloque colgante, la presencia de bancos de caliza.

Por otra parte, la comparación de los valores de la separación estratigráfica de rumbo medidos a lo largo de la falla Bayo para la base de la Formación Potrerillos y la base de la Formación Río Blanco, que arrojan una relación de 5:1, basado en los trabajos de Massabie (1971) y Días (1972), aportan una evidencia estructural concreta a favor de desplazamientos significativos durante la depositación de Potrerillos. En efecto, la cinemática del fallamiento durante la depositación de la Formación Las Cabras y la Formación Potrerillos, respondería a desplazamiento de inclinación en fallas extensionales empujadas de suave geometría lítrica, cóncavas hacia el oeste.

Se interpreta que el sector occidental de la localidad tipo de Potrerillos (Días y Massabie 1974) aquí considerada, formó parte de un hemigraben de polaridad occidental controlado por la falla Bayo a cuyo pie, en el bloque colgante occidental, se depositaron espesores mayores de clásticos finos, sedimentitas químicas y organógenas en ambientes lagunares y palustres. Sobre la base de la sección estratigráfica

de la Formación Las Cabras (Fig. 2) y su composición litológica, cabe suponer que el aporte durante los tiempos de su depositación, fue probablemente de tipo axial con menor importancia de áreas de aporte distales al eje de la cuenca, debido al control del drenaje y efecto de barrera ejercido por el resalto estructural provocado por la actividad de la falla Bayo, lo cual concuerda con lo señalado por Legarreta *et al.* (1993a) en su modelo regional. Así mismo, las fallas secundarias, delimitaron bloques menores dentro del hemigraben y su influencia sobre el arreglo de facies y alteración de espesores fue también más restringido.

Interpretación cinemática del fallamiento triásico en Potrerillos

Sobre la base de la información disponible y el análisis del fallamiento realizado se interpreta la existencia de dos etapas principales de movimiento extensional. Durante estas etapas se producen desplazamientos de inclinación según fallas normales en régimen extensional, con desarrollo de hemigrabenes de polaridad occidental con bloque colgante activo, subsidente, y bloque yacente pasivo.

Durante la etapa inicial, la actividad del fallamiento fue más vigorosa y abarcó el lapso correspondiente a la depositación de la Fm. Las Cabras, en la cual determinó, a ambos lados de esta estructura, marcados cambios en los arreglos de facies y espesores. Con posterioridad se produce una interrupción paralelizable con los movimientos Intertriásicos (Braccini 1945), fase diastrófica Tunuyán (Stipanovic 1979) que implican el cierre del ciclo inicial de depositación en las cuencas triásicas, Supersecuencia Inferior de Kokogian y Mancilla (1989), o Conjunto de Secuencias Las Peñas inferior y Las Peñas superior de Kokogian *et al.* (1993). El segundo ciclo, más moderado en cuanto a la actividad del fallamiento, coincide con la sedimentación de la Fm. Potrerillos.

Luego de la fase de subsidencia termal (*sag*), el modelo estructural final resultante para este período, se visualiza en formaciones de disposición subhorizontal, cuyos contactos a ambos lados de las fallas principales se hallan desplazados verticalmente según la dirección de inclinación de las fallas normales.

Durante esta etapa, no se habrían producido desplazamientos relativos por falla de la base de la Fm. Cacheuta ni de la base de la Fm. Río Blanco. Además, debido a las características geométricas y cinemáticas del fallamiento con relación a formaciones de disposición horizontal, no existió posibilidad para el desarrollo de separación de rumbo, es decir, la única separación posible fue la de inclinación que coincidía con el desplazamiento neto.

Deformación y fallamiento durante la inversión tectónica

Luego de los movimientos triásicos que determinaron en esencia el cuadro geométrico y cinemático del fallamiento ya caracterizado, se supone que la comarca formaba parte de un antepaís relativamente estable durante el lapso Jurásico-Cretácico. Si bien se produce magmatismo básico subvolcánico en el Jurásico tardío-Cretácico temprano, (Rolleri y Criado Roque 1968, Días y Massabie 1974, Rolleri y Fernández Garrasino 1979, Massabie 1985) no se verificarían alteraciones discernibles del cuadro estructural heredado. En estas condiciones la comarca fue posteriormente sometida a la acción de una tectónica contraccional.

Al evaluar las condiciones reológicas de la deformación, aunque sólo sea de un modo cualitativo, es ahora necesario distinguir la presencia, para los alrededores de Potrerillos en particular, de un basamento de comportamiento rígido y de fuerte relieve integrado por espesos depósitos de volcanitas del Gr. Choiyoi, sedimentitas y plutonitas paleozoicas, sobre el cual yacen, las formaciones triásicas, menos competentes en subcuencas de fuerte desarrollo vertical junto a las fallas principales con espesores limitados y variables. De modo que, en estas circunstancias, su comportamiento y la geometría de la deformación de estas unidades fue muy dependiente de la respuesta del basamento estructurado al campo de esfuerzos actuante.

En un estadio inicial se produjo una deformación periclinal de las sedimentitas triásicas alrededor de núcleos del basamento tal como fuera señalado por Días y Massabie (1974), lo cual determinó el desarrollo de flexuras monoclinales y de pliegues isopacos aislados, a veces con diseño escalonado, en los estratos triásicos.

En este primer estadio la deformación habría estado asociada a incipiente desplazamiento de rumbo de las fallas heredadas, de modo similar a lo señalado por Vicente (1975) al vincular el plegamiento con las fallas mayores en el Triásico al sur de General Alvear.

Sin asumir todavía una reactivación importante de las fallas triásicas, comenzó a producirse, también durante este estadio, el basculamiento generalizado de los estratos hacia el sur, en relación geométrica con fallas normales subverticales preexistentes, de polaridad occidental y de rumbo meridiano, en las cuales, hasta ese momento el desplazamiento neto predominante era de inclinación.

En un estadio posterior, la compresión debida a la activación de la subducción en el margen occidental cordillerano, se materializa en una dirección subhorizontal este-oeste para el esfuerzo principal máximo que reactivó el fallamiento previo. Dada la relación

angular desfavorable al tratarse de fallas heredadas de planos subverticales y rumbo submeridiano, y asumiendo un grado intermedio para la contracción regional (McClay y Buchanan 1992, Uliana *et al.* 1995), la inversión tectónica no se tradujo en el desarrollo generalizado de corrimientos en las sedimentitas triásicas. La respuesta es esencialmente transpresiva, controlada por la oblicuidad regional (NNO) del sistema cuyano de cuencas triásicas (Figs. 1, 2, 3 y 4). De hecho la estructuración relevada se adapta bien a una tectónica de fallas transcurrentes o compartimental como ha sido caracterizado por Tearpock y Bischke (1991).

Al oeste de Potrerillos el fallamiento principal y secundario de rumbo norte y nornoreste respectivamente, responde cinemáticamente a la reactivación andica con desplazamientos de rumbo dextrales.

A lo largo de la falla Bayo no se encontraron preservadas microestructuras indicativas del sentido de movimiento en la zona de falla, la cual se presenta en

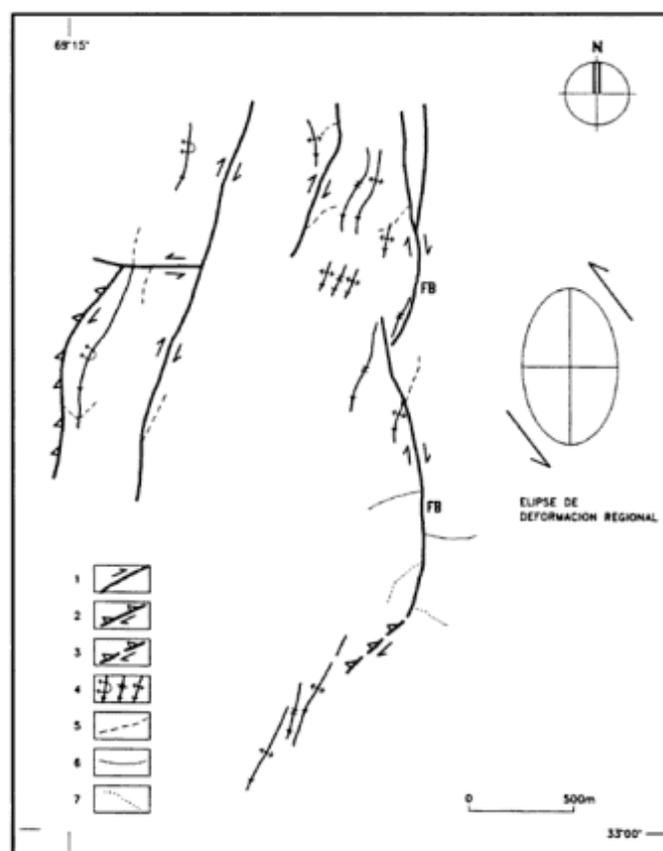


Figura 4. Corresponde a la porción occidental del mapa de Fig. 2. Modelo cinemático de inversión tectónica cenozoica en el sector cartado al oeste de Potrerillos: 1=falla con desplazamiento cenozoico dominante; 2=corrimiento transpresivo en rampa; 3=rampa transpresiva paralela inferida 4=trazas axiales de anticlinal volcado, anticlinal, y sinclinal buzantes hacia el sur. Superficies de control estructural: 5=base de Fm. Potrerillos; 6=base de Fm. Cacheuta; 7=base de Fm. Río Blanco. FB: falla Bayo.

los afloramientos fuertemente meteorizada y erosionada. Cabe señalar que en la porción norte, (Fig. 2) esta zona de falla de R 05°, I 90°, se halla integrada por bancos lenticulares pelíticos de color gris plomo con clivaje pizarreño contorsionado y bancos brechados con venas y nódulos de cuarzo blanquecino. No obstante, en el sector 2 (Fig. 3) ubicado al sur del camping ACA, a lo largo de la falla cogenética de R 40°, I 90° se identificó una falla secundaria dextral sintética (R), de R 25°, I 90°, y en el sector 3 (Fig. 3) al sur de El Salto, la falla mayor allí relevada de R 10°, I 85°E, también perteneciente al sistema analizado, presenta, en bancos de arenisca verticales de la zona de falla, venillas de disposición vertical, escalonadas, rellenas por cuarzo de cristalización sincinemática que indican cizallamiento dextral en planta.

La cinemática del fallamiento queda además testimoniada por los desplazamientos dextrales de marcadores a lo largo de la traza de la falla principal (falla Bayo) (Figs. 2 y 4).

Estos desplazamientos no son explicables sólo como separaciones de rumbo derechas, a partir del análisis previo realizado del fallamiento triásico, y el movimiento evidenciado por marcadores más modernos como son respectivamente la base de la Fm. Río Blanco, el filón capa intruido en la F. Potrerillos, y ejes de pliegues desarrollados en el estadio inicial aquí diferenciado.

El diseño de fallamiento y la cinemática deducida y verificada (Fig. 2) se adapta bien a una rotación antihoraria según ejes subverticales de dos bloques principales del basamento, uno oriental y otro occidental, ya definidos morfoestructuralmente al menos desde el inicio de la sedimentación triásica.

Los movimientos habrían sido controlados por un cizallamiento regional sinistral en planta (Fig. 4), situación comparable también con los modelos desarrollados por Soula (1984) en régimen de cizallamiento transcurrente, en particular, con los modelos de dos capas con un zócalo estructurado y cubierta delgada incompetente. La cubierta sedimentaria tuvo un comportamiento en buena medida independiente con la formación de corrimientos localizados y pliegues aislados parcialmente arrastrados por la rotación del basamento subyacente en los sectores más comprometidos por la cercanía relativa del basamento y la proximidad con las zona de falla principales.

En términos generales, la geometría de la deformación y la cinemática del fallamiento son comparables con la estructuración de las sedimentitas triásicas obtenida a partir de información de subsuelo al sur de General Alvear por Vicente (1975), si bien difiere la orientación de las estructuras principales y el campo deformativo local deducible propuesto originalmente (Fig. 5). Pero, sobre la base de la misma información estructural, es admisible una compatibilización al considerar, bajo un mismo régimen de ciza-

llamiento regional sinistral, un modelo de fallamiento antitético (Soula 1984) controlado por fallas pre-triásicas del basamento rígido de la subcuenca de Alvear (Fig. 6), comparable con la propuesta de Tanaka y Saka (1993) sobre la rotación de bloques de basamento en dominó controlada por transcurrencia oblicua regional.

Potrerrillos y General Alvear son localidades representativas de la influencia ejercida sobre la geometría de la deformación por la proximidad relativa del basamento, en tanto que en exposiciones más internas de la cuenca, como en la comarca de Paramillos de Uspallata y cerro Los Colorados (Strelkov y Alvarez 1984, Massabie 1985, Massabie *et al.* 1985) la deformación se manifiesta en un estilo más suave.

En la comarca de Potrerillos, que según Moratello (1993) forma parte de la zona occidental de la subcuenca Cacheuta con fuerte plegamiento y cabalgaduras, el cuadro estructural (Figs. 2, 3 y 4) es explicable como la respuesta a un cizallamiento sinistral regional horizontal, controlado a su vez por la disposición noroeste de la cuenca Cuyana (Fig. 1).

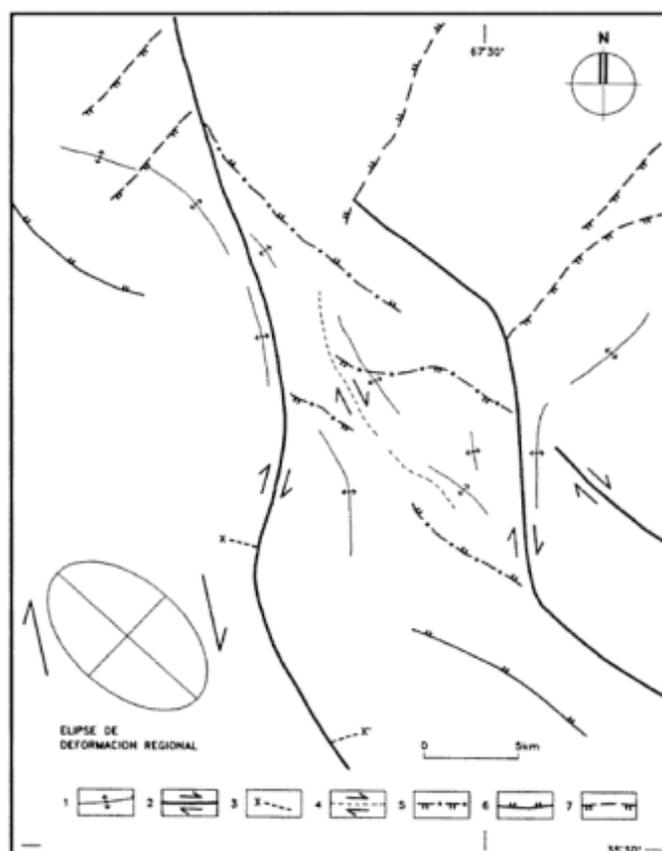


Figura 5. Corresponde a la ubicación en Fig. 1B (2). Mapa estructural sísmico e interpretación tectónica al sur de General Alvear, reproducido con modificaciones de Vicente (1975). 1=eje anticlinal; 2=falla transcurrente; 3=control de desplazamiento; 4=falla conjugada sintética; 5=falla conjugada antitética; 6=falla de compresión; 7=falla de extensión.

Resulta así que en ambas comarcas, General Alvear y Potrerillos, la inversión tectónica moderada (Copper *et al.* 1989) se expresa en una deformación transpresiva cinemáticamente coherente a escala regional, controlada en diferentes lugares por la arquitectura propia del basamento pretriásico y el fallamiento triásico subsecuente.

Edad de la inversión tectónica

Existen menciones de carácter general sobre el acotamiento temporal de la inversión tectónica de la estructuración triásica en la cuenca Cuyana, basadas en consideraciones regionales y modelos de evolución geotectónica (Ramos 1993) aplicados a la comarca andina del país. En estas consideraciones se atribuye a la orogenia Andica la materialización de la inversión.

Sobre la base del análisis previo se visualiza un estilo estructural propio y definido de la deformación presente en las sedimentitas triásicas en la cuenca Cuyana, aspecto que cobra particular importancia al intentar establecer precisiones sobre la edad del último episodio deformativo. Se considera entonces que una etapa importante de la inversión se produjo con anterioridad a la depositación de los sedimentos sinorogénicos de la Formación Mariño en el Oligoceno - Mioceno medio (Yrigoyen 1993), sobrepuesta en discordancia a los afloramientos triásicos de Potrerillos. No obstante el límite superior de la inversión corresponde a la última deformación reconocida en la cubierta cenozoica, equiparable con la actividad neotectónica registrada en la comarca (Cortés y Costa 1993).

El límite inferior para el inicio de la inversión, ofrece mayores dificultades de ubicación. En las consideraciones regionales se supone que en la zona cuyana preandina, el régimen tectónico extensional iniciado en el Triásico temprano alto continúa durante el Jurásico e inclusive durante el Cretácico.

De acuerdo con lo postulado por Vicente (1975), la deformación de carácter contraccional del Triásico sería eocretácica basado en la superposición discordante de la Formación Pozo Chimango, la cual sobre la base de información sísmica de subsuelo no habría participado de esa deformación. No obstante cabe señalar que la edad de Pozo Chimango se obtiene en forma indirecta por correlación con secuencias aflorantes en San Luis que en las capas rojas portan basaltos actualmente atribuidos al Cretácico tardío (107 Ma, Legarreta *et al.* 1993b). Pero si los términos de Pozo Chimango presentes en el subsuelo de la cuenca de Alvear, arcilitas y limolitas con lentes de areniscas con abundante yeso (Vicente 1975), son en realidad correlacionables con la Formación Lagarcito,

su edad puede ubicarse por encima de los 107 Ma, más precisamente en el Paleoceno (Legarreta *et al.* 1993).

De esta manera el límite inferior de la inversión tectónica queda acotado en el lapso Maastrichtiano - Paleoceno y se vincula con las primeras etapas de estructuración compresiva andina (Ramos 1993), documentada en la región sur de Mendoza por sedimentación sinorogénica (Yrigoyen 1993).

Discusión

La estructuración y las relaciones espaciales de las sedimentitas triásicas de la cuenca Cuyana con las formaciones infrapuestas y sobrepuestas, se halla fuertemente influenciada por la morfoestructura y rasgos tectónicos del basamento pretriásico, el tectonismo sinsedimentario y la superposición de eventos deformativos posteriores hasta el presente.

Esta enumeración breve de factores condensa una evolución tectónica para la que existen datos geológicos directos principalmente en el inicio del ciclo de inversión considerado, documentado por el arreglo estratigráfico y facies de la sedimentación triásica ocurrida bajo un régimen extensional, y en su finalización, expresada en una impronta deformativa contraccional atribuida al Cenozoico. El acotamiento temporoespacial de esta evolución se halla materializado por discordancias que determinan los límites entre los cuales alcanzó estilo propio la inversión tectónica de las sedimentitas triásicas. En este caso el límite inferior coincide con el límite de cuenca, pero el superior es posterior al cierre estratigráfico de las cuencas triásicas y se define sobre la base de criterios geológicos regionales y estructurales.

Sin descartar actividad más antigua, existen evidencias suficientes para postular la actividad sinsedimentaria triásica del fallamiento mapeado en la localidad tipo de Potrerillos (Massabie 1995), la cual se expresó mecánicamente en fallas extensionales de bloques colgantes occidentales. Entre éstas se destaca por su expresión morfoestructural, extensión e importancia de los desplazamientos asociados la falla Bayo que repite a escala local, de acuerdo con las evidencias concurrentes y los antecedentes considerados, el estilo estructural del hemigraben septentrional o subcuenca Las Peñas (Legarreta *et al.* 1993a) de la cuenca Cuyana en un sector sudoriental extremo de esta unidad en el que se manifiestan en forma destacada los efectos de la sobreimposición de la compresión andina. En lo relativo a la duración de los movimientos, no se obtiene información positiva acerca de la actividad de esta falla durante la depositación de Cacheuta, tal como lo postulan Kokogían *et al.* (1993) en la fase de synrift II, ya que la separación de

rumbo para la base de Cacheuta proporciona valores aproximados muy cercanos a los de la base de Río Blanco, por lo cual parece más adecuado atribuir estos desplazamientos principalmente a la orogenia Andica. De este modo, la fase de subsidencia (*sag*) tendría un inicio más temprano, durante la depositación de Cacheuta.

La etapa de la inversión tectónica del Triásico en la cuenca Cuyana tendría su desarrollo durante la orogenia Andica principalmente entre el deslinde Maastrichtiano-Paleoceno y el Oligoceno-Mioceno medio, período durante el cual alcanzó un definido estilo propio de estructuración transpresiva.

La estructura de inversión reconocida sintetiza la herencia tectónica regional y local, y la respuesta geomecánica compatible con el campo compresivo andino sobreimpuesto, controlada por la discontinuidad cortical de rumbo noroeste definida por la cuenca Cuyana. Cabe recordar que Uliana *et al.* (1995) destacan que la oblicuidad entre las estructuras mesozoicas, en este caso la cuenca Cuyana, y el rumbo

general meridiano de los Andes modernos determinó comportamientos diferentes del Triásico ante la deformación cenozoica.

El estilo propio de la inversión aquí postulado se halla sustentado en los relevamientos y análisis de información estructural realizados en la zona de Potrerillos, y en la valoración y reinterpretación de análisis previos de subsuelo sobre la estructuración transpresiva del Triásico en la comarca de Alvear (Vicente 1975). Pero también es compatible con los alcances derivados de trabajos regionales recientes de síntesis acerca de la importancia y características de la inversión tectónica del Triásico (Legarreta *et al.* 1993a, Uliana *et al.* 1995).

Sobre esta base, resulta evidente que si la arquitectura regional actual del fallamiento de la cuenca Cuyana admite una comparación de diseño estructural con sectores de los valles rift de África oriental (Legarreta *et al.* 1993a), y la configuración estructural actual general de los entrampamientos en la cuenca Cuyana se considera de tipo *rollover* suavemente invertido (Uliana *et al.* 1995), se sigue que es razonable sugerir un papel regionalmente significativo de la deformación transpresiva durante la inversión tectónica del Triásico.

Conclusiones

A partir de la información estructural presentada y su análisis se arriba a las siguientes conclusiones:

En el depocentro de Potrerillos se demuestra y caracteriza la actividad del fallamiento extensional sincrónico con la sedimentación triásica. Su actividad queda documentada en dos pulsos, coincidentes respectivamente con el intervalo de deposición de la Fm. Las Cabras el primero y de la Fm. Potrerillos el segundo, separados por los movimientos de la discordancia Río Tunuyán.

El estilo y cinemática de la deformación del Triásico por la compresión andina durante el intervalo Maastrichtiano - Oligoceno-Mioceno medio en Potrerillos y Alvear, se halla controlada por el lineamiento regional noroeste definido por la cuenca Cuyana en el antepaís andino y el particular diseño geométrico del fallamiento principal en el basamento subyacente en cada lugar.

La inversión tectónica del Triásico en las localidades consideradas separadas poco más de 200 km obedece a una mecánica transpresiva común controlada por un cizallamiento regional sinistral desarrollado a lo largo de la cuenca Cuyana en respuesta a la compresión andina.

Se sugiere la extensión regional de la impronta transpresiva en la inversión tectónica andina a toda la cuenca Cuyana, sobre la base del diseño del fallamiento principal a distintas escalas, la comprobación

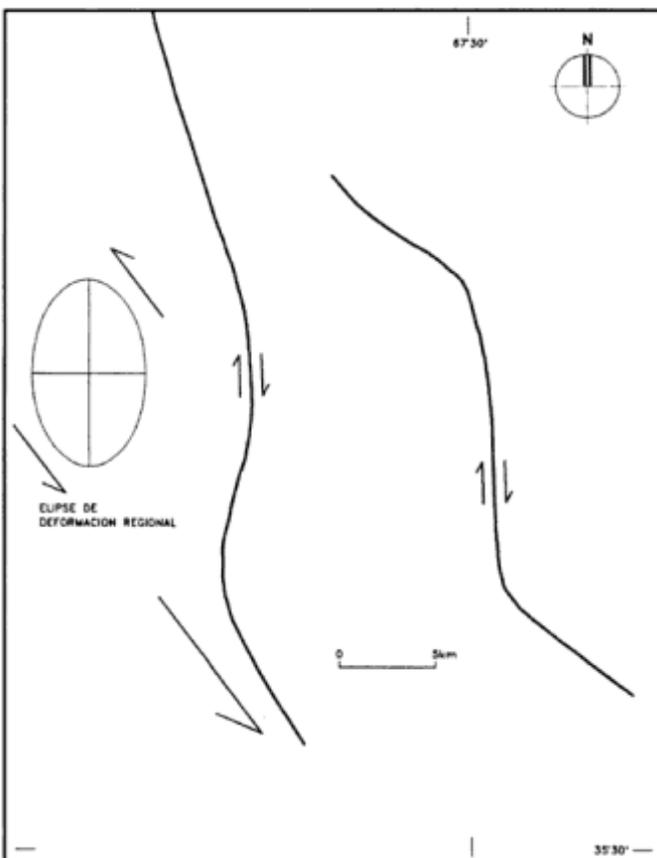


Figura 6. Corresponde a la ubicación en Fig. 1B (2). Reinterpretación simplificada de la estructura del subsuelo al sur de General Alvear según modelo de fallamiento antitético controlado por discontinuidades pretriásicas del basamento; el rumbo inferido de la cizalla regional cenozoica coincide con los lineamientos morfoestructurales relevantes en la región: falla del frente de la Sierra Pintada y cauce del Río Atuel.

sistemática del estilo estructural característico en afloramientos y la relación morfoestructural regional de la cuenca Cuyana de disposición oblicua, noroeste, con respecto al campo de esfuerzos compresivos sobreimpuesto en el Cenozoico.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de los estudios que se realizan en el marco del proyecto UBACYT Ex217, por lo que se agradece a la Universidad de Buenos Aires el apoyo brindado para su realización. Se agradece la lectura y comentarios sobre el manuscrito en una etapa temprana de su elaboración al Dr. Carlos Limarino, y las detenidas revisiones efectuadas en calidad de árbitros por los doctores Victor Ramos y Jorge Vásquez.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bettini, F. H., 1980. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (4): 579-581.
- Borrello, A. V., 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico retiene en los alrededores de Potrerillos (Prov. de Mendoza). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 52, 153 p. (Inédito).
- Bracconi, I. O., 1945. Acerca de los movimientos intertriásicos en Mendoza Norte. Instituto Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. Sección Argentina, 1º Reunión de Comunicaciones: 26-34. Buenos Aires.
- Cooper, M. A., Williams G. D., Graciansky de, P. C., Murphy R. W., Needham T., Paor de, D., Stonley, R., Todd, S. P., Turner, J. P. y Ziegler, P. A., 1989. Inversion Tectonics - a Discussion. En: Cooper M. A. y Williams G. D. (Eds.): *Inversion Tectonics*. Geological Society of American, Special Publication, 44: 335-347.
- Cortés, J. M. y Costa C. H., 1993. La deformación cuaternaria pedemontana al norte de la Pampa Yalguaráz, margen occidental de la Precordillera de San Juan y Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 241-245, Mendoza.
- Dellape, D. A. y Hegedus A. G., 1993. Inversión estructural de la cuenca Cuyana y su relación con las acumulaciones de hidrocarburos. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 211-218, Mendoza.
- Días, H. D., 1972. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos Prov. de Mendoza, sector oriental. Trabajo Final Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 60, 87 p. (Inédito).
- Días, H. D. y Massabie A. C., 1974. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29, (2): 185-204.
- Figueroa, D. E. y Ferraris O. R., 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera mendocino-sanjuanina. *Actas 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 515-529.
- Groeber, P. y Stipanovic P., 1953. Triásico. *GAEA, Geografía de la República Argentina*, 2: 9-141.
- Kay, S. M., Ramos V. A., Mpodozis C. y Sruoga P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin. Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17: 324-328.
- Kokogian, D. y Mancilla O., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli G. y Spalletti L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas: Correlación Geológica Serie 6: 169-201*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán.
- Kokogian, D., Fernandez Seveso F. y Mosquera A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos V. (Ed.): *Relatorio, Geología y Recursos Naturales de Mendoza 1 (7): 65-78*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos. Mendoza.
- Legarreta, L., Kokogian D. y Dellape D., 1993a. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: Cuánto de inversión tectónica?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 83-86.
- Legarreta, L., Gulisano C. y Uliana M., 1993b. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos V.(Ed.): *Relatorio, Geología y Recursos Naturales de Mendoza 1 (9) 87-114*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos. Mendoza.
- McClay K. R. & Buchanan P. G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En: McClay K. R. (Ed.) *Thrust Tectonics, Part Two, Physical Modelling*: 93-104. Chapman & Hall.
- Massabie, A. C., 1971. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos Provincia de Mendoza, sector occidental. Trabajo Final Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 54, 66 p. (Inédito).
- Massabie, A. C., 1985. Filón capa Paramillo de Uspallata, su caracterización geológica y edad, Paramillo de Uspallata, Mendoza. *Actas Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera*: 325-330. San Juan.
- Massabie, A. C., Rapalini A. y Soto, J., 1985. Estratigrafía del cerro Los Colorados, Paramillo de Uspallata, Mendoza. *Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera*: 71-76. San Juan.
- Massabie, A. C., 1995. Fallamiento sinsedimentario en la subcuenca triásica de Las Peñas, Potrerillos, Mendoza - Argentina. *Actas Evolución tectosedimentaria de cuencas de antepaís (ejemplos andinos)*, Asociación Argentina de Sedimentología resúmenes: 12 p. San Juan.
- Mitchum, R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Paytam, C. E. (Ed.): *Seismic stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration: Part 1 Glossary of terms used in seismic stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 83-97.
- Moratello, J., 1993. Cuenca Cuyana. En: Ramos, V. (Ed.): *Relatorio, Geología y Recursos Naturales de Mendoza 3-1: 367-375*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza.
- Ramos, V., 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.): *Relatorio, Geología y Recursos Naturales de Mendoza I-19: 257-266*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos. Mendoza.
- Ramos, V. y Kay, S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R. S. and Rapela, C. W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of American Special Paper 265: 79-91.
- Rolleri, E. y Criado Roque, P., 1968. La cuenca Triásica del Norte de Mendoza. *Actas Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 1-76. Comodoro Rivadavia.
- Rolleri, E. y Fernandez Garrasino, C., 1979. Comarca septentrional de Mendoza. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 771-809. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

- Sarewitz, D., 1988. High rates of late Cenozoic crustal shortening in the Andean foreland, Mendoza Province, Argentina. *Geology*, 16: 1138-1142.
- Soula, J. C., 1984. Genese de bassins sedimentaires en regime de cisaillement transcurrent: modeles experimentaux et exemples géologiques. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 93 (1-2): 83-104.
- Stipanovic, P., 1979. El Triásico del valle del río de Los Patos (Provincia de San Juan). 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 695-744. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P. y Linares, E., 1969. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Entrega 1° 47*: 51-96. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Strelkov, E. y Alvarez, L., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Cuenca Triásica Mendocina-Sanjuanina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3: 115-130. San Carlos de Bariloche.
- Tanaka, H. y Saka, Y., 1993. Block rotation by basement strike-slip faulting in the Sanchu graben, central Japan. *Journal of Structural Geology*, 15 (8): 1021-1032.
- Tearpock D. J. y Bischke, R. E., 1991. Applied subsurface geological mapping. PTR Prentice-Hall, Inc. 648 p., New Jersey.
- Trumpy, E. y Lhez, R., 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Lujan de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 14 (152): 39-56.
- Uliana, M. A., Arteaga, M. E., Legarreta, L., Cerdan, J. J. y Peroni, G. O., 1995. Basin Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En: Buchanan J. G. y Buchanan P. G. (Eds.): Basin Inversion. Geological Society Special Publication, 88: 211-233.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubbs, J. N. y Hatlelid, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26*: 49-212.
- Vasquez, J. y Gorroño, R., 1980. Límite de la faja plegada en la Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (4): 582-585.
- Vicente, O., 1975. Caracteres estructurales del área al sur de General Alvear, Provincia de Mendoza. *Actas 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 1: 197-214, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos V. (Ed.): *Relatorio, Geología y Recursos Naturales de Mendoza 2-1*: 123-148. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Mendoza.
- Yrigoyen, M. y Stover, L., 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico de la Cuenca Cuyana. *Actas, 4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 427-447, Mendoza.

Recibido: 24 de noviembre, 1997

Aceptado: 2 de junio, 1998

Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz

Horacio H. CAMACHO¹, Jorge O. CHIESA² y Sara G. PARMA¹

¹ CIRGEO-CONICET, Juan Ramírez de Velasco 847, Buenos Aires (1414), Argentina.

² Universidad Nacional de San Luis - Departamento de Geología, Ejército de los Andes 950, San Luis (5700), Argentina.

ABSTRACT. *Stratigraphic relationships between Tertiary formations in western Santa Cruz Province.* The western region of the Santa Cruz Province (Argentina), since the Late Cretaceous to the Middle Eocene was part of an inestable marine platform where, continental and marine episodes alterned. During the Maastrichtian the sea withdrew from most of the region, remaining only in Río Turbio up to the end of Eocene. The Middle Eocene started with a marine transgressive event and the deposition of the Man Aike Formation and the Cerro Palique Beds, simultaneously with the terminal sedimentation of the Río Turbio Formation. On the following a general regression took place and a continental environment (Río Guillermo-Río Leona Formations) was established. At the same time a rather intense volcanism affected all the region producing a large amount of ashes in the south and mainly basaltic effusions (Basalto Posadas) in the north. The final phase of this process was represented in the Lago Argentino area by a new marine episode (Centinela Formation), although in the Lago Cardiel-Lago Buenos Aires area continental and volcanic environments were still present. When the volcanism ceased, the sea once more covered all the region and the El Chacay Formation was deposited. Finally, the sea withdrew at the end of the Middle Eocene. The non-marine Santa Cruz Formation (Miocene) lies over the marine Eocene formations in a relationship not yet clearly established. The Fortaleza Group (new) in the northern areas is recognized. The Middle Eocene invertebrate faunas of the western Santa Cruz Province include representatives of different origins: pacific (*Venericor*), atlantic (decapod crustaceans) and austral (*Struthiolarella*). The pacific elements suggest an open communication with the Pacific Ocean during these times.

Introducción

En los últimos años se realizaron importantes progresos en el conocimiento de la secuencia marina terciaria aflorante en el occidente de la provincia de Santa Cruz, habiéndose identificado diversas unidades litoestratigráficas cuyas edades y correlaciones motivaron opiniones dispares.

Esta contribución intenta efectuar una integración entre las principales secuencias marinas terciarias y aquellas otras continentales vinculadas con las mismas, aflorantes entre las regiones de Río Turbio y el lago Buenos Aires, sobre la base de observaciones propias y las aportadas por otros autores.

Antecedentes

Las primeras noticias acerca de la presencia del Terciario marino en el oeste de la provincia de Santa Cruz se deben a Steinmann (1883), Nordenskjöld (1899, 1907), Hauthal (1898), Hatcher (1898, 1900), Ortmann (1902), F. Ameghino (1901, 1906), Ihering (1907) y Steinmann y Wilckens (1908).

En general, estos depósitos fueron asignados, según los autores, al Patagoniano, Patagoniense o a la Molasa Patagónica, adjudicándoseles una edad que varió desde el Eoceno (F. Ameghino 1906) al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (autores norteamericanos y alemanes).

A partir de 1936 se intensificaron las investigaciones estratigráficas y bioestratigráficas en la región de Río Turbio, destacándose los trabajos de Brandmayr (1946), Feruglio (1949) y Hünicken (1955), entre otros.

En la zona del río Shehuén se diferenció al "Horizonte de la Estancia Man Aike" (Piatnitzky, Feruglio y Roll, en Piatnitzky 1938), entonces relacionado bioestratigráficamente con los estratos del Cretácico más alto (Senoniano y Daniano) del lago Argentino (Feruglio 1935a y b, 1936a, 1938).

En la región de los lagos Pueyrredón-Posadas, Riggi (1957) amplió el conocimiento estratigráfico de los sedimentos marinos terciarios aflorantes, los que no habían vuelto a ser estudiados desde Hatcher (1900) y Ortmann (1902).

Los años que siguieron hasta 1980 se caracterizaron por las investigaciones micropaleontológicas

(Archangelsky 1968, 1969, 1977; Romero 1977, entre otros) y la descripción de megafloras (Hünicken 1967) vinculadas con la secuencia de Río Turbio y la estratigrafía del sur del lago Argentino (Furque y Camacho 1972; Furque 1973).

Esta etapa culminó con los trabajos de síntesis de A.F. Leanza (1972), Lesta y Ferello (1972), Riccardi y Rolleri (1980) y Russo, Flores y Di Benedetto (1980), pero en los que también se emitieron propuestas originales sobre las edades y correlaciones de los depósitos marinos terciarios y los continentales asociados a ellos.

Desde entonces, la geología de Río Turbio se enriqueció con nuevas investigaciones como las estratigráficas efectuadas por Enadimsa (1987-1988), tectosedimentarias (Manassero *et al.* 1990) y paleontológicas (Griffin 1991; Griffin y Hünicken 1994), mientras que Carrizo *et al.* (1990) proporcionaron un análisis bioestratigráfico basado en el estudio de los foraminíferos y Azcuy y Amigo (1991) describieron paleoambientes. Más recientemente, Furque y Caballé (1993) se refirieron a la Geología y geomorfología de la cuenca superior del río Turbio, a la vez que nuevos aportes micropaleontológicos fueron realizados por Caramés (1996) y Malumián y Caramés (1997).

La región del lago Cardiel fue investigada principalmente, en su tectónica por Ramos (1979, 1982 a y b), Ramos y Drake (1987), a la vez que Malumián (1990) y Concheyro (1991) se ocuparon de las microfácies y microplancton.

Chiesa y Camacho (1995) y Chiesa, Parma y Camacho (1995) trataron la estratigrafía y bioestratigrafía del Terciario marino del ángulo noroccidental de la Provincia de Santa Cruz y un anticipo de las ideas expresadas en el presente trabajo fue expuesto por los autores recientemente (Camacho, Chiesa y Parma 1997).

Estratigrafía

El tratamiento estratigráfico que sigue se halla basado en el conocimiento, por parte de los autores, de las cuatro áreas delimitadas en la Fig. 1, denominadas: área Río Turbio, área sur del lago Argentino, área norte del lago Argentino y área lago Cardiel-lago Buenos Aires. En la Fig. 2 se ofrecen las respectivas columnas estratigráficas.

Área Río Turbio

La estratigrafía de esta región es la mejor conocida de todas (Brandmayr 1946; Galante 1953; Hünicken 1955; etc.). La secuencia marina cretácica culmina con la Formación Cerro Cazador (A. Leanza

1972) cuyos niveles más altos llegarían al Paleoceno (Macellari 1985) o Daniano de acuerdo con foraminíferos procedentes de muestras de perforaciones (Carrizo *et al.* 1990). En una relación que la mayoría de los autores consideran de concordancia, sigue la Formación Cerro Dorotea (A. Leanza 1972), de aproximadamente 100-500 m de espesor, con una alternancia de niveles marinos y continentales, además de niveles carboníferos.

Griffin y Hünicken (1994) describieron una interesante fauna de gastrópodos procedentes de niveles que abarcan desde la parte superior de la Formación Cerro Cazador hasta la superior de la Formación Cerro Dorotea, destacando sus similitudes con otras de Nueva Zelanda, y Patagonia (Formaciones Roca y Salamanca), asignándola al Paleoceno, quizás alcanzando al Eoceno Temprano.

Carrizo *et al.* (1990) señalaron que la microfauna de foraminíferos indica Paleoceno Tardío. Caramés (1996) sobre la base del estudio de foraminíferos, en muestras de afloramientos y perforaciones, asignó al Daniano los tramos inferiores de la Formación Cerro Dorotea y al Paleoceno tardío, los superiores.

La Formación Río Turbio (Archangelsky 1968), de unos 600 m de espesor, cubre transicionalmente a la Formación Cerro Dorotea; en su sección inferior consiste de conglomerados y areniscas gruesas, con dos niveles marinos fosilíferos, separados por otros carboníferos, con restos de plantas; la sección superior es una alternancia de horizontes continentales carboníferos y marinos muy fosilíferos (Hünicken 1955). Las plantas, el microplancton, las esporas y el polen, junto con algunos invertebrados (Griffin 1991), como *Venericor*, certifican una indudable edad eocena para esta formación, probablemente entre el final del Eoceno Temprano y el comienzo del Eoceno Tardío (Archangelsky 1968, 1969, 1972; Romero 1977). Según Carrizo *et al.* (1990), esta formación contiene elementos comunes con la Formación Man Aike, entre ellos el foraminífero planctónico *Testacarinata inconspicua* (Howe) y *Chiasmolithus modestus* Perch-Nielsen, en la nanoflora, ambos indicadores de Eoceno Medio.

En discordancia erosiva sobre la Formación Río Turbio se halla la Formación Río Guillermo (A. Leanza 1972), con un espesor de 300 a 400 m, consistente en un conglomerado basal, areniscas gruesas y finas, arcillas carbonosas y conglomerados con rodados de basalto y otras rocas volcánicas. Contiene niveles con restos de *Araucaria nathorsti* Dusén y fagáceas de hojas pequeñas, posiblemente correlacionables con las Zonas de *Fagus* de Carmen Silva (Tierra del Fuego) y *Araucaria nathorsti* de Punta Arenas (Chile), por lo que Hünicken (1955) atribuyó esta formación al Oligoceno Superior.

Di Benedetto (1972, en Russo *et al.* 1980), la corre-

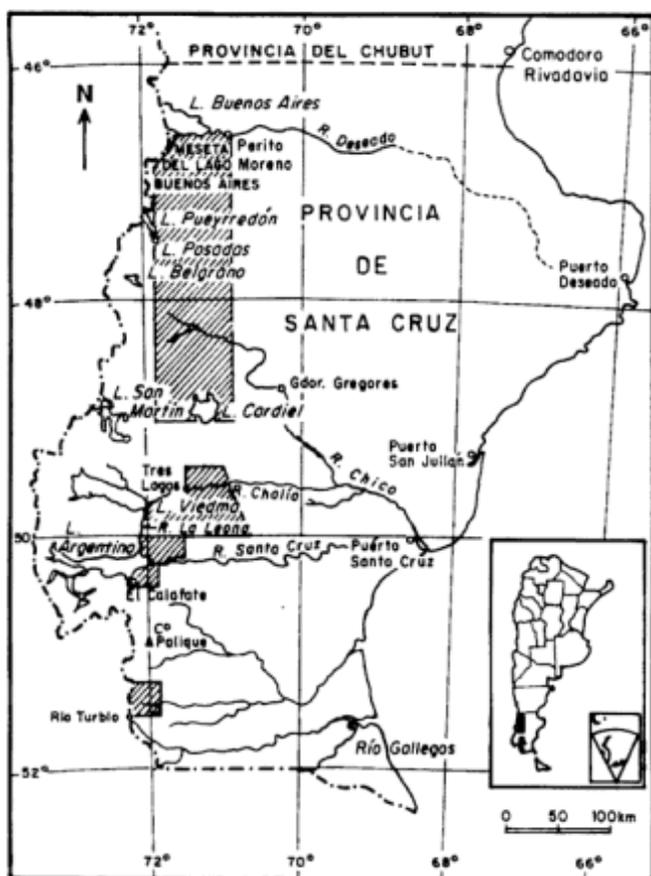


Figura 1: Ubicación de las cuatro áreas consideradas en el texto.

lacionó con la Formación Río Leona, mientras que Carrizo *et al.* (1990) lo hicieron con el conglomerado Tchat-Chii de Tierra del Fuego y la asignaron al Eoceno Tardío.

Teniendo en cuenta las características litológicas y la posición estratigráfica, correlacionamos la Formación Río Guillermo con la Formación Río Leona, coincidiendo así con Di Benedetto. Ambas formaciones continentales corresponderían a un momento de regresión generalizada en toda la región occidental santacruceña, que tuvo lugar principalmente en el Eoceno Medio y en coincidencia con un episodio volcánico de amplia distribución que, en la región de Río Turbio, según nuestro criterio, habría originado a los basaltos y rocas volcánicas hallados como rodados en la Formación Río Guillermo (A. Leanza 1972).

Sobre la Formación Río Guillermo, Danderfer identificó una espesa secuencia a la que denominó Formación La Escondida (Danderfer 1981, inédito) y luego cambió por Formación Arroyo Oro (Danderfer 1982, inédito). La primera denominación fue dada a publicidad por Furque y Caballé (1993) y la segunda por Carrizo *et al.* (1990) y Manassero *et al.* 1990, razón por la cual adoptamos la última en este traba-

jo, sin desconocer que se requerirá un análisis más profundo acerca de la prioridad de estos términos. Según Danderfer (1982, inédito) la Formación Arroyo Oro consistiría de tres miembros, los dos inferiores continentales y el superior, marino, fosilífero y correlacionable con la Formación Centinela. Carrizo *et al.* (1990) correlacionaron a la sección continental con la Formación Río Leona, y a la marina con la Formación Centinela, aflorante al sur del lago Argentino.

La megafauna marina de la Formación Arroyo Oro se compone de bivalvos y gastrópodos que, según Carrizo *et al.* (1990) son similares a los de Carmen Silva (Tierra del Fuego); estos autores mencionan, además, la presencia de foraminíferos aglutinados retrabajados del Cretácico Tardío y de otros comparables a los de la Formación Monte León, los cuales indicarían una edad Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Danderfer (1982, inédito) sobre la base de relaciones estratigráficas atribuyó, la Formación Arroyo Oro, al Eoceno cuspidal-Oligoceno Temprano.

Lamentablemente, por el momento no disponemos de más precisiones con respecto a la Formación Arroyo Oro pero a *prima facie* aparecería como probable la propuesta de Danderfer (1982, inédito) de correlacionar la parte superior, marina, con la Formación Centinela; la constitución tobácea de ambas unidades aportaría un elemento más a favor de dicha correlación.

En cuanto a la edad de la Formación Arroyo Oro, de ser correcta la correlación mencionada arriba, habría que ubicarla en el Eoceno Medio, por las razones que se expondrán al tratar la edad de la Formación Centinela.

La Formación Santa Cruz (Mioceno continental) corona a las unidades eocenas infrayacentes en una relación no descrita aún.

Area sur del lago Argentino

Comprende los afloramientos del Terciario marino de la Hoja 58b, Lago Argentino (Furque 1973). El Cretácico marino culmina con la Formación Calafate (Furque 1972, en Furque y Camacho 1972), integrada por areniscas portadoras de una fauna de invertebrados poco conocida, con *Pacitrigonia patagonica* (Feruglio), presente en el Maastrichtiano de Lefipán (Chubut), por lo que estos niveles se correlacionarían con los supracretácicos más altos de la Formación Cerro Cazador.

La secuencia terciaria se inicia con la Formación Río Leona (Furque 1973), de unos 180 m de espesor, constituida por areniscas, arcillas, conglomerados y tobas blanquecinas a grises, estas últimas con impresiones de *Fagus*. Su edad ha sido asignada al Paleoceno (Furque, 1973) y al Eoceno (Yrigoyen

1969); Riccardi y Rolleri (1980) opinaron que podría ser equivalente a la parte inferior de la Formación Río Turbio y la asignaron al Eoceno-Oligoceno.

Según los datos más recientes, la Formación Río Leona sería del Eoceno Medio, por infrayacer a la Formación Centinela, que tiene tobas de 46 Ma (Feldmann *et al.* 1997).

En la Fig. 2 subyaciendo a la Formación Río Leona se ha ubicado a los "Estratos del cerro Palique" (denominación informal) los que, por las vinculaciones que ofrece su contenido paleontológico, serán tratados en el área norte del lago Argentino.

La Formación Centinela (Furque en Furque y Camacho, 1972) suprayace sin discontinuidad aparente, a la Formación Río Leona, y tiene unos 114 m de espesor. Su localidad tipo se halla sobre el arroyo homónimo, al oriente de la Estancia Anita.

Lamentablemente, el nombre Formación Centinela fue usado en 1957 por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957, p. 8) para una unidad del Caradoc y Llandeilo (Ordovícico) de la Sierra de Zapla. Sin embargo, y hasta no disponer de un mejor conocimiento de la secuencia del lago Argentino, hemos decidido no proponer una nueva denominación.

Si bien la Formación Centinela es una unidad litoestratigráfica compuesta por pelitas y areniscas amarillentas y grises, gruesas a conglomerádicas, con bancos fosilíferos, a veces concrecionales, se diferencia de las demás formaciones marinas de la región por su elevado contenido tobífero, indicador de que su depositación se produjo simultáneamente con el volcanismo activo, el cual ya se había iniciado durante la depositación de las Formaciones Río Guillermo-Arroyo Oro y Río Leona.

La Formación Centinela fue referida al Mioceno (Furque y Camacho 1972), Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Furque 1973; Ramos 1982; Carrizo *et al.* 1990) y Eoceno Tardío-Mioceno Temprano (Riccardi y Rolleri 1980). Carrizo *et al.* (1990) señalaron que los foraminíferos indican correlación con la Formación Monte León (Piñero 1983; Nández 1989).

Por nuestra parte (Chiesa y Camacho 1995: 12), al describir la Formación El Chacay en el área comprendida entre los lagos Cardiel y Buenos Aires, advertimos sobre la posibilidad de una edad más antigua para la Formación Centinela. Esta presunción acaba de ser confirmada (Feldmann *et al.* 1997) por la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de una toba de esta formación, que arrojó 46 Ma de antigüedad (Luteciano, Eoceno Medio).

En nuestro esquema estratigráfico, la Formación Centinela representa el comienzo de un proceso transgresivo sobre la región occidental de Santa Cruz, aunque en ese momento restringido al sur del lago Argentino; el mismo habría tenido lugar cuando al norte del lago Argentino y en la zona de los lagos

Cardiel-Buenos Aires aún continuaba la sedimentación continental y el volcanismo asociado a la Formación Río Leona.

Área norte del lago Argentino

Extendida al este del río Leona, comprende desde el río Chalia o Shehuén hasta el río Santa Cruz. El

Río Turbio	Sur Lago Argentino	Norte Lago Argentino	Lago Cardiel Lago Bs.Aires	Edad
Fm. Sta Cruz Continental	Fm. Sta Cruz Continental	Fm. Sta Cruz Continental	Fm. Sta Cruz Continental	Mioceno
?	?	?	?	
		Fm. El Chacay Marino	Fm. El Chacay Marino	Eoceno Medio
Fm. Ao. Oro (Secc. Sup.) Marino	Fm. Centinela Marino	?	Bto. Posadas	
Fm. Río Guillermo Continental	Fm. Río Leona Continental	Fm. Río Leona Continental	Fm. Río Leona Continental	
	?	?		
Fm. Río Turbio Marino y Continental	*Estratos Co. Palique*	Fm. Man - Aike Marino		Eoceno Temprano - Paleoceno
Fm. Cerro Dorotea Marino y Mixto				
?				
Cretácico Superior Marino	Cretácico Superior Marino	Cretácico Superior Marino y Mixto	Cretácico Superior Marino y Mixto	Maastrichtiano

Figura 2: Estratigrafía y correlación de las formaciones terciarias aflorantes en las áreas consideradas en el texto.

Terciario marino aflorante corresponde a la Formación Man Aike. Desde 1896, cuando Carlos Ameghino recorrió el alto valle del río Shehuén hasta los comienzos de la década de 1930, estos depósitos integraron la parte superior del "Etage Séhuéene" (Florentino Ameghino 1900, 1906) o Shehuense de autores posteriores, referidos al Cretácico más alto (Daniano).

En 1972, Furque (en Furque y Camacho 1972) los denominó Formación Man Aike y, en 1973 designó al cerro Fortaleza su localidad tipo, aunque ubicándolos en el Maastrichtiano Tardío.

Russo y Flores (1972) expresaron que esta formación se apoyaría discordantemente sobre las Formaciones Mata Amarilla, Chorrillo o Cardiel, mientras que superiormente y sin mediar discordancia la cubriría la Formación Río Leona o basalto. Su edad sería paleocena y se correlacionaría con las Formaciones Calafate y Cerro Dorotea.

Masiuk (1975, en Russo, Flores y Di Benedetto, 1980, p. 1449), en muestras de subsuelo, determinó foraminíferos del Eoceno Tardío-Oligoceno antiguo y Malumián (1990), al referirse al Sondeo SEC-7, proporcionó una detallada descripción litológica de esta unidad, la que se caracterizaría por sus areniscas y limolitas glauconíticas y fosilíferas. La microfauna indicaría Eoceno Medio a Tardío, mientras que la microflora (Concheyro 1991), debido a la presencia de *Discoaster saipanensis* sugeriría preferentemente, Eoceno Medio.

La megafauna de invertebrados de la Formación Man Aike se halla poco conocida y los datos disponibles provienen de los trabajos de Piatnitzky (1938) y Feruglio (1949), pero las listas fosilíferas proporcionadas por dichos autores incluyen, junto con las especies típicamente eocenas, a otras maastrichtianas como *Ostrea (Alectryonia) herminii* Feruglio (1936b: 146, Tav. XVI, figs. 1-8), hallada asociada con *Exogyra ostracina* L., y que podría pertenecer al género *Actinostreon* Bayle, 1878, del Mesozoico.

Las faunas que hemos colectado en diversas localidades de la Formación Man Aike, es relativamente variada aunque se hallan en estado precario de conservación. Una de ellas se presenta en el cerro Castillo (cerro Parri Aike de Feruglio), al sur del río Shehuen, unos 2 km al este de la Estancia Parri Aike.

La secuencia marina terciaria del cerro Castillo se apoya sobre sedimentos supracretácicos de la Formación Mata Amarilla, aunque el contacto no es visible; mientras que en la Estancia La Providencia lo hace sobre estratos con *Potamides patagoniensis* Ih., *Corbula sehuena* Ih., *Exogyra* sp. y *Pterotrigrionia (Rinetrigrionia) windhauseniana* (Wilckens); esta última especie es conocida en la Formación Jagüel (Zona de *Eubaculites argentinicus*), del Maastrichtiano (H. Leanza 1993).

La sección marina terciaria del cerro Castillo tiene unos 16 m de espesor visible, si bien Feruglio (1938) estableció más de 60 m, por lo que es posible que en el mismo se hayan incluido niveles del Cretácico Superior, a juzgar por los fósiles recogidos por Roll (1937) y determinados por Feruglio: *Natica cerreria* Wilckens y *Alectryonia herminii* Feruglio. Se trata de areniscas grises, con estratificación mediana y paralela, en parte entrecruzada planar; los niveles inferiores son portadores de invertebrados y bioturbación, predominando las areniscas medianas con estratificación fina y paralela, cubiertas en contacto

neto por conglomerados finos y paralelos y niveles de arenisca entrecruzada en artesa. El techo está formado por basaltos del cerro Parri Aike, situado al sur del cerro Castillo, de edad no conocida.

Entre las especies terciarias que hemos reconocido en el cerro Castillo se hallan: *Bouchardia zitteli* Ih., *Pleuromeris elegantoides* (Ih.), *Dentalium* cf. *giganteum* Sow., *Sigapatella americana* Ortm. y *Struthiolarella* aff. *fueguina* (Ihering).

En el cerro Fortaleza, la Formación Man Aike tiene más de 110 m de espesor (Feruglio 1949), se asienta sobre "Estratos con Dinosaurios" y se halla cubierta por la Formación Río Leona (Feruglio 1938). Su fauna (según nuestras determinaciones) incluye especies de briozoarios, braquiópodos, bivalvos, gastrópodos, equinodermos y un diente de seláceo. Entre ellos se puede mencionar: *Plicirhynchia* ? sp., *Bouchardia conspicua* Fer., *Crassostrea groeberi* Fer., *Venericardia (Venericor)* sp., *Panopea nucleus* Ih. y *Struthiolarella* sp. Se trata de una asociación típica terciaria en la que se destaca la presencia de *Venericardia (Venericor)* sp. por ser un guía del Eoceno mundial, también representado por *Venericardia (Venericor) carrerensis* Griffin 1991 en la Formación Río Turbio y por *Venericardia (Venericor)* sp. en los "Estratos del cerro Palique". Este último se halla al sur del lago Argentino, aproximadamente en la intersección del meridiano 720 W con el paralelo 510 S (según Hauthal en Wilckens 1907).

El cerro Palique es conocido desde los trabajos de Hauthal (1897) quien refirió sus estratos a la Molasa Patagónica (Wilckens 1907); también fue mencionado por Florentino Ameghino (1906), Ihering (1907) describió los fósiles colectados por Hauthal, Brandmayr (1946) determinó algunas especies y refirió estos estratos al Magallaniense y Feruglio (1949) determinó otras pocas especies. Posteriormente, en informes inéditos han hecho referencias a este cerro, Galante (1953) y Danderfer y Zúñiga (1981).

Conviene aclarar que los "Estratos del cerro Palique" no tienen vinculación alguna con la Formación Palique de Russo, Flores y Di Benedetto (1980, p. 1444), ubicada estratigráficamente debajo de la Formación Cerro Cazador.

La parte inferior del cerro Palique son areniscas gruesas con estratificación grosera en los niveles basales y mediana en los cuspidales, con estructura paralela, en parte entrecruzada planar. En la sección media aflora un potente conglomerado de granulometría media y estratificación gruesa, cubierto por areniscas gruesas con estratificación entrecruzada, sobre las que yacen areniscas macizas de grano mediano. Los niveles fosilíferos y con bioturbación se ubican en las areniscas superiores. La base se halla oculta y en el techo sólo se observa una cobertura de

suelo reciente. El espesor total se estima en 49 metros y la secuencia se habría depositado en una plataforma marina somera proximal, por encima de la base del tren de olas, bajo una energía relativamente alta.

Los fósiles recogidos en el cerro Palique son: *Bouchardia zitteli* Ih., *Gmelinmagas* sp., *Terebratella paliqueana* (Ih.) y *Venericardia (Venericor)* sp. *B. zitteli* Ih. está muy difundida en el Eoceno austral, hallándose en las Formaciones El Chacay, Man Aike y San Julián, además de abundar en el Eoceno antártico (Wiedmann *et al.* 1988); *Venericor* se halla en las Formaciones Río Turbio (parte superior) y Man Aike y se lo conoce en la Formación Boca Lebu de Chile, considerada del Luteciano (Tavera, 1942) o del Paleoceno Superior ?-Eoceno basal (Martínez Pardo 1968).

En consecuencia, teniendo en cuenta las mencionadas presencias de *Bouchardia zitteli* Ih. y, particularmente *Venericor*, correlacionamos bioestratigráficamente, la Formación Man Aike y los "Estratos del cerro Palique" con la parte superior de la Formación Río Turbio.

La Formación Man Aike se halla cubierta, en aparente discordancia, por la Formación Río Leona y ésta a su vez, por una secuencia marina que, en subsuelo según el Sondeo SEC-7 (Malumián, 1990) fue referida a la Formación Centinela pero que, por su posición estratigráfica y litología más bien correspondería a la Formación El Chacay (Chiesa y Camacho, 1992, 1995).

Culminando la columna estratigráfica de esta área, se halla la Formación Santa Cruz (Mioceno) que, según Roll (1937) tendría una relación de concordancia con la unidad infrayacente pero, dicha relación requeriría ser estudiada con mayor detenimiento, debido a las diferentes edades de las dos formaciones (El Chacay y Santa Cruz) intervinientes.

Area lago Cardiel-lago Buenos Aires

En esta extensa región, los depósitos marinos terciarios corresponden a la Formación El Chacay (Chiesa y Camacho 1992, 1995), con su localidad tipo ubicada aproximadamente 2 km al Este del Cañadón del Río Tarde, sobre el borde de la Meseta Belgrano, al sur del lago Posadas. Esta secuencia era conocida hasta ese momento como "Patagonian beds" (Hatcher 1900; Ortmann 1902), Patagoniano (Riggi 1957), Formación Centinela (Ugarte 1956; Riccardi y Rolleri 1980; Ramos 1982; Marin 1984) y Formación Patagonia (Russo *et al.* 1980). Su espesor varía entre 80 y 150 m, incluyendo tres secciones: inferior samítica y media pelítica, correspondientes a un intervalo transgresivo, y superior samítica, regresiva (Chiesa y Camacho 1995).

La fauna de invertebrados de la Formación El Chacay se destaca por su contenido de braquiópodos, como *Bouchardia zitteli* Ih. y *Plicirhynchia plicigera* (Ih.), ambas especies bien representadas en el Eoceno austral patagónico. Además, *Bouchardia zitteli* Ih. es abundante en el Eoceno antártico y el género *Plicirhynchia* parece estar retringido al Eoceno de la Península Antártica y América del Sur (Williams 1965) y también fue registrada en la Formación La Meseta pudiendo servir como un fósil guía de la edad de dicha Formación, aunque pocos datos se tienen relacionados con su paleoecología (Wiedmann *et al.* 1988). Entre los moluscos, *Glycymeris (Glycymerita) camaronesia* Ih. y algunos representantes de Turritellidae son formas constantemente asociadas a *Venericardia (Venericor)* a lo largo de la costa atlántica patagónica.

La edad de la Formación El Chacay, por sus fósiles y relaciones estratigráficas fue establecida en el Eoceno Medio (Chiesa y Camacho 1995), lo que concuerda con la edad del Basalto Posadas y con el que limita sin que medie una discordancia evidente. Según Ramos y Drake (1987), en el lago Posadas dicho basalto estaría circunscripto al Eoceno Medio superior y correspondería a un máximo de actividad producido entre los 45 y 48 Ma., lo que por otra parte, concordaría con la edad de la toba de la Formación Centinela, anteriormente mencionada.

De esta manera, el volcanismo asociado a la Formación Centinela sería el mismo evidenciado más al norte a través de las Formaciones Río Leona y Basalto Posadas. Este volcanismo habría cesado al producirse la transgresión de El Chacay, lo que explica que no se haya constatado la presencia de elementos tobáceos y afines en dicha formación (Chiesa y Camacho 1995: 12).

La relación entre las capas marinas (Formación El Chacay) y las sedimentitas continentales (Formación Santa Cruz) no se ha podido establecer hasta el momento, si bien el marcado buzamiento de las primeras y la subhorizontalidad de las segundas, sugieren una relación de discordancia.

La Formación El Chacay constituye la culminación de un ciclo sedimentario ocurrido en el Eoceno Medio principalmente, durante el cual se originaron los depósitos marinos y continentales presentes en el occidente santacruceño, al norte de la zona de Río Turbio.

Las relaciones que mantienen entre sí las formaciones involucradas en este ciclo, justifica que se reúna en una unidad estratigráfica mayor o Grupo, para el que proponemos la denominación de Grupo Fortaleza. La misma alude al cerro homónimo, que se eleva sobre la margen izquierda del río Leona.

La base del Grupo Fortaleza son los estratos inferiores de la Formación Man Aike en el perfil de la Estancia La Providencia, sobre la ladera oriental de

la Sierra del Bagual, unos 1000 m al oeste del casco de la estancia. Dichos estratos son areniscas medianas a gruesas, con estratificación entrecruzada en la base y paralela en el techo, que culminan con una coquina conglomerádica, de 3 m de espesor, portadora de *Crassostrea groeberi* (Fer.), "*Myochlamys*" cf. *praenunciatus* Ih. y *Venericardia* (*Venericor*) sp, entre otros fósiles. El contacto con las capas inferiores mastrichtianas no es visible, pero la edad de estas últimas está certificada por su fauna de *Pterotrignia* (*Rinetrignia*) *windhauseniana* (Wilck.), *Potamides patagoniensis* Ih., *Corbula sehuena* Ih., etc.

El techo del Grupo Fortaleza coincide con los últimos estratos del ciclo regresivo de la Formación El Chacay, en su localidad tipo (Chiesa y Camacho, 1992, 1995).

Por lo tanto, el Grupo Fortaleza comprende a las Formaciones marinas Man Aike, Centinela, El Chacay, "Estratos del cerro Palique", y continentales Río Leona y Basalto Posadas (Fig. 2).

Conclusiones

1º) El análisis de las relaciones lito - bioestratigráficas entre diversas formaciones marinas y continentales del Terciario en el occidente de la provincia de Santa Cruz, nos ha motivado proponer el esquema estratigráfico de la Fig. 2.

2º) En dicho esquema se destaca que la depositación de las Formaciones Río Turbio y Man Aike, incluyendo los "Estratos del cerro Palique", fue interrumpida por un evento continental, Formaciones Río Leona y Río Guillermo, contemporáneo con un episodio volcánico, Basalto Posadas y banco tobáceo superior de la Formación Centinela.

3º) La adjudicación al Eoceno Medio (Luteciano) de la secuencia marino- continental estudiada, está avalada por las edades de la Formación Man Aike, del Basalto Posadas y de la toba superior de la Formación Centinela. La asignación al Eoceno de la Formación Centinela inhibe su correlación con la Formación Monte León (Oligoceno Superior-Mioceno?), admitida hasta el presente.

4º) Las asociaciones de moluscos y otros invertebrados, actualmente en estudio, presentes en cada una de las formaciones marinas tratadas anteriormente, si bien tienen algunas características propias, mostrarían gran similitud composicional. Esto hace suponer que el tiempo total involucrado en los acontecimientos transgresivos-regresivos identificados fue relativamente breve, no permitiendo una diferenciación evolutiva importante entre dichas asociaciones. Así, la restricción al Luteciano de los acontecimientos estratigráficos discutidos, sería concordante con la evolución mostrada por las faunas involucradas en los mismos.

5º) Las faunas marinas que habitaron durante dicho lapso el occidente santacruceño, se componen de elementos de diferente origen: pacífico (*Venericor*), atlántico (crustáceos decápodos según Feldmann *et al.* 1997) y australes (*Struthiolarella*). *Venericor* es un bivalvo muy bien representado en el Eoceno de la costa pacífica sudamericana, a lo largo de la cual migró desde la Planicie del Golfo hacia el sur hasta llegar a Chile y Argentina. Su presencia en estos dos últimos países, así como la de otras especies, muestra que habría existido una comunicación abierta hacia el océano Pacífico durante el Luteciano, por lo menos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado como parte del Proyecto PICT 0056. Los autores agradecen a la Profesora Mónica Longobucco su colaboración en la preparación del texto correspondiente.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1900. L'Age des formations sédimentaires de Patagonie. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 50: 109-229.
- Ameghino, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, serie 3, 15(8): 1-568.
- Archangelsky, S., 1968. Sobre el microplancton del Terciario inferior de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, 5(10): 406-416.
- Archangelsky, S., 1969. Estudio del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eoceno), Provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, 6(3): 181-218.
- Archangelsky, S., 1977. Esporas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Provincia de Santa Cruz. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 6, Paleontología, 39: 65-100.
- Azcuy, C. y Amigo, A.E., 1991. Geología y paleontología de la Formación Río Turbio (Eoceno) en la Sierra Dorotea, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(3-4): 201-210.
- Borrello, A., 1956. Combustibles Sólidos Minerales. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Ciencias Geológicas, 5: 26-665.
- Brandmayr, J., 1946. Contribución al conocimiento geológico del extremo S.S.W. del Territorio de Santa Cruz (región Cerro Cazador-Río Turbio). Boletín de Informaciones Petroleras, 22: 415-443.
- Camacho, H.H., 1967. Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(4): 23-45.
- Camacho, H.H., Chiesa, J.O. y Parma, S.G., 1997. Avances en el conocimiento estratigráfico del Terciario marino de la región occidental de la Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 10.
- Caramés, A., 1996. Foraminíferos paleocenos del área carbonífera de Río Turbio, provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana, 33(2): 161-178.
- Carrizo, R., Malumián, N., Nánuez, C., Caramés, A. y Concheyro, A., 1990. Micropaleontología y correlación del Terciario del área carbonífera de Río Turbio, Provincia de Santa

- Cruz, Argentina. Actas 2º Simposio sobre el Terciario de Chile, 1: 29-50. Concepción, Chile.
- Chiesa, J.O. y Camacho, H.H., 1992. Litoestratigrafía del Terciario marino del Noroeste de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Resúmenes Simposio "Paleógeno de Sudamérica", 1: 10. Punta Arenas, Chile.
- Chiesa, J.O. y Camacho, H.H., 1995. Observaciones estratigráficas en el Paleógeno del noroeste de la Provincia de Santa Cruz (República Argentina). Parte 1. Litoestratigrafía del Paleógeno marino en el noroeste de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 11: 9-15.
- Chiesa, J.O., Parma, S.G. y Camacho, H.H., 1995. Observaciones estratigráficas en el Paleógeno del noroeste de la Provincia de Santa Cruz (República Argentina). Parte 2. Invertebrados marinos de la Formación El Chacay (Eoceno), Provincia de Santa Cruz, Argentina. Sistemática y bioestratigrafía. Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 11: 17-68.
- Concheyro, A., 1991. Nanofósiles eocenos de la Formación Mank Aike (SE del lago Cardiel), Provincia de Santa Cruz, Argentina, *Ameghiniana*, 22(3-4): 385-399.
- Danderfer, J.C., 1981. Perfil estratigráfico Arroyo Oro (Primavera). Informe N°1158, Yacimientos Carboníferos Fiscales, 11 p. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) (inédito).
- Danderfer, J.C., 1982. La Formación Arroyo Oro (Oligoceno-Mioceno inferior) en el área del yacimiento de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz, República Argentina, en su localidad tipo. Informe N°1168, Yacimientos Carboníferos Fiscales, 19 p. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) (inédito).
- Danderfer, J.C. y Zúñiga, A.E., 1981. Reconocimiento geológico en formaciones cretácicas y terciarias al sur del Lago Argentino hasta la zona de Cancha Carrera. Informe N°1148, Yacimientos Carboníferos Fiscales, 20 p. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) (inédito).
- ENADIMSA, 1987-1988. Proyecto de Exploración de los Yacimientos de carbón en la Cuenca Austral. Yacimientos Carboníferos Fiscales. (inédito).
- Feldmann, R.M., Casadio, S., Aguirre Urreta, M.B. y Foland, K.A., 1997. Radiometric age and Biotic affinities of Decapod Crustaceans from the Centinela Formation, Southern Patagonia, Argentina. Abstracts for 1997 Geological Society of America Annual Meeting No 17427. Washington, D.C.
- Feruglio, E., 1935a. Relaciones estratigráficas y faunísticas entre los estratos cretáceos y terciarios de la región del lago Argentino y en la del Golfo de San Jorge (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras, 128: 69-93.
- Feruglio, E., 1935b. Relaciones estratigráficas y faunísticas entre los estratos cretáceos y terciarios de la región del lago Argentino y en la del Golfo de San Jorge (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras, 130: 65-100.
- Feruglio, E., 1936a. Nuevas especies de moluscos supracretácicos y terciarios de la Patagonia. Nota preliminar. Boletín de Informaciones Petroleras, 139: 121-126.
- Feruglio, E., 1936b. Palaeontographia patagonica. Memorie dell' Istituto Geologico delle Real Università di Padova, 11: 1-384.
- Feruglio, E., 1938. El Cretácico superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis*, 12: 293-342.
- Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia, Y.P.F. Buenos Aires, 1: 1-268.
- Furque, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 58 b Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 140, p. 1-49. Buenos Aires.
- Furque, G. y Caballé, M.F., 1993. Geología de la Cuenca Superior del Río Turbio, provincia de Santa Cruz. Consejo Federal de Inversiones, Serie Investigaciones Aplicadas, Colección Hidrología Subterránea, 6: 1-39.
- Furque, G. y Camacho, H.H., 1972. El Cretácico Superior y Terciario de la región austral del lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 61-75. Buenos Aires.
- Galante, O., 1953. Sobre la estructura tectónica de la región sudoeste del Territorio de Santa Cruz. Informe N° 768, Yacimientos Carboníferos Fiscales, 79 p. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) (inédito).
- Griffin, M., 1991. Eocene bivalves from the Río Turbio Formation, Southwestern Patagonia (Argentina). *Journal of Paleontology*, 64(3): 377-382.
- Griffin, M. y Hünicken, M.A., 1994. Late Cretaceous-Early Tertiary Gastropods from the Southwestern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*, 68(2): 257-274.
- Harrington, H. y Leanza, A.F., 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication 1, 276p., Kansas.
- Hatcher, J., 1897. Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, serie 4, 4(23): 327-354.
- Hatcher, J., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4, 9(50): 85-108.
- Hauthal, R., 1898. Ueberpatagonisches Tertiär. *Zeitschrift der Deutschland Geologische Gesellschaft*, 50: 436-440, Berlin.
- Hünicken, M., 1955. Depósitos neocretácicos y terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca Carbonífera de Río Turbio). *Revista del Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas*, 4: 1-161.
- Hünicken, M., 1967. Flora terciaria de los Estratos de Río Turbio, Santa Cruz (niveles plantíferos de Arroyo Santa Flavia). *Revista de la Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, serie Ciencias Naturales*, 27: 139-227.
- Ihering, H. von, 1907. Les mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé Supérieur de l'Argentine. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 3, (7): 1-611.
- Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicas Australes. En: Leanza, A.F. (Director y Editor): *Geología Regional Argentina*, pp.689-706. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Leanza, H., 1993. Jurassic and Cretaceous Trigonid Bivalves from West-Central Argentine. *Bulletin of American Paleontology*, 105(343): 1-95.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extrandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Director y Editor): *Geología Regional Argentina*, pp. 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Macellari, C.E., 1985. El límite Cretácico-Terciario en la Península Antártica y en el sur de Sudamérica: evidencias macropaleontológicas. Actas 6º Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 267-278. Bogotá, Colombia.
- Malumíán, N., 1990. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste Lago Cardiel), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 364-385.
- Malumíán, N. y Caramés, A., 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2): 189-201.
- Malumíán, N., Masiuk, V. y Riggi, J.C., 1971. Micropaleontología y sedimentología de la Perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(2): 175-208.
- Manassero, M.J., Iñiguez Rodríguez, A.M. y Decastelli, O., 1990. Estratigrafía y argilofacias del Cretácico superior y Terciario inferior de la cuenca Austral Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 37-46.

- Marín, G., 1984. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores. Informe Dirección Nacional de Minería y Geología. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) (inédito).
- Martínez Pardo, R., 1968. Zonación preliminar del terciario de Chile Central mediante foraminíferos planctónicos y su correlación regional y transcontinental. En: Cecioni, G. (Coordinador): El Terciario de Chile Zona Central, pp. 191-203. Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile.
- Náñez, C., 1989. Paleoecología de los foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 137 p. (inédito).
- Nordenskjöld, O., 1899. Geological maps of the Magellan territories, with explanatory notes, 1: 81-85. Stockholm.
- Nordenskjöld, O., 1907. Ueber die posttertiären Ablagerungen der Magellans-ländern nebst einer kurzen übersichtlicher tertiären Gebilde. Wissenschaften ergebnisse der Schwedisch Südpolar Expedition naech den Magellannesländern 1895-1897 Bol. 1, No 2: 13-80. Stockholm.
- Ortmann, A., 1902. Tertiary Invertebrates. Reports of th Princeton Expedition to Patagonia, 4(2): 45-332. Princeton N.J. y Stuttgart.
- Piatnitzky, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras, 165: 45-85.
- Piñero, L., 1983. Litología y micropaleontología del perfil Puesto Santa Catalina (Terciario), Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 158 p. (inédito).
- Ramos, V., 1979. Tectónica de la región del Río y Lago Belgrano. Cordillera Patagónica-Argentina. Actas 2º Congreso Geológico Chileno, 1(B): 1-32. Arica, Chile.
- Ramos, V., 1982a. Descripción Geológica de la Hoja 53a Monte San Lorenzo y 53b Monte Belgrano, Provincia de Santa Cruz. Informe Servicio Geológico Nacional, 126 p. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino). (inédito).
- Ramos, V., 1982b. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37(1): 23-49.
- Ramos, V. y Drake, R., 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico), Lago Posadas, Provincia de Santa Cruz. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 1: 143-147. San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Riccardi, A.C. y Rolleri, E., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Leanza, A.F. (Director y Editor): Geología Regional Argentina, pp. 1173-1306. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Riggi, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12(2): 65-97.
- Roll, A., 1937. Estudio geológico de la zona entre el río Shehuén y el río Santa Cruz. Informe N° 1804, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 65p. (inédito).
- Romero, E.J., 1977. Polen de Gimnospermas y Fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina. Unidad de Paleobotánica y Palinología, Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO), Fundación para la Educación, la Ciencia y la Cultura (FECIC), 219 p. Buenos Aires.
- Russo, A., Flores, M.H. y Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: Leanza, A.F. (Director y Editor): Geología Regional Argentina, pp. 1431-1462. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Steinmann, G., 1883. Reisenotizen aus Patagonien. Neue Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 2: 255-258. Stuttgart.
- Steinmann, G. y Wilckens, O., 1908. Kreide und Tertiärfossilien aus den Magellansländern, gesammelt von der Schwedischen Expedition 1895-1897. Arkiv för Zoologi 4: 1-119. Stockholm.
- Tavera, J.J., 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco. Anales del 1º Congreso Panamericano de Ingenieros de Minas y Geología, 2: 581-632. Santiago, Chile.
- Wilckens, O., 1907. Erläuterung zu R. Hauthals geologischer Skizze des Gabetes zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza (Süd-Patagonien). Berichte zur Naturforschung Gesellschaft zu Freiburg, 15: 75-96. Freiburg.
- Wiedmann, L.A., Feldmann, R.M., Lee, D.E. y Zinsmeister, W.J., 1988. Brachiopoda from the La Meseta Formation (Eocene), Seymour Island, Antarctica. En: Feldmann, R.M. y Woodburne, M.O. (Eds.): Geology and Paleontology of the Seymour Island, Antarctic Peninsula. Memoir of the Geological Society of America, 169: 449-458. Washington D.C.
- Yrigoyen, M., 1969. El Terciario en la Argentina, Petrotecnia, 19(4): 30-32.

Recibido: 14 de octubre, 1997

Aceptado: 3 de agosto, 1998

NOTA BREVE

Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), Provincia de San Luis

Carlos H. COSTA ¹, Carlos E. GARDINI ¹ y Christopher J. SCHMIDT ²

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917, 5700 San Luis

² Department of Geology, Western Michigan University, Kalamazoo, MI 49008, U.S.A.

ABSTRACT. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and structural features of the Cerro Varela Formation (Triassic), Provincia de San Luis. The first geochronological data of the volcanic rocks of Cerro Varela range as well as a structural outline is here presented. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results confirm the previously suspected Triassic age for this unit. The structure is characterized by normal faults, giving rise to a half-graben-like style.

Introducción

La sierra de Varela está localizada en el oeste de la provincia de San Luis (Fig. 1) y en su constitución intervienen rocas del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas. En el extremo meridional de la sierra aflora una secuencia volcanoclástica con disposición homoclinal y afectada por fallas normales. Por su similitud con las rocas asignadas al Grupo Choiyoi en territorio mendocino varios autores (Flores 1969, Flores y Criado Roque 1972, Flores 1979, Criado Roque *et al.* 1981) han propuesto una edad triásica para dicha unidad litológica. Dataciones radimétricas efectuadas en las rocas volcánicas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, arrojaron edades de $239,83 \pm 0,61$ y $239,95 \pm 0,58$, cuya asignación cronológica corresponde al Triásico (Anisiano).

Antecedentes

Flores (1969) incluyó a estas rocas dentro de la Formación Choiyoi, basándose en su similitud con la denominada "Serie Porfírica", bastante bien conocida en el oeste de San Rafael (Mendoza). Posteriormente Flores y Criado Roque (1972) consideraron más apropiado separar a estas rocas como una entidad independiente que denominaron Formación Cerro Varela, y ubicaron la sección tipo en el extremo sur de la sierra homónima, entre la quebrada Agua de la Piedra y el Río Seco. Pese a no haber encontrado registros fósiles, dichos autores la refirieron tentativamente al intervalo Pérmico superior-Triásico medio. Flores

(1979) y Criado Roque *et al.* (1981) mencionaron también que en las perforaciones efectuadas por YPF en el oeste de la provincia de San Luis (YPF SLB.es-1, YPF SLB.x2, YPF SLV.es-1) se reconocieron tobas y pórfidos con intercalaciones clásticas, ubicadas en discordancia sobre el basamento cristalino y cubiertas por secuencias sedimentarias referidas al Triásico superior (Grupo Rincón Blanco y Grupo Cerro Cocodrilo).

Aspectos geológicos

En la constitución litológica de la sierra de Varela intervienen migmatitas, esquistos y granitos (Romero 1987) de aspecto semejante a las litologías que afloran en la vecina sierra de San Luis. La sierra de Varela muestra el típico aspecto de una morfoestructura pampeana: un bloque levantado con elongación N-S y un perfil transversal marcadamente asimétrico, con su pendiente occidental abrupta, caracterizada por la escarpa de falla del levantamiento andino, y una ladera oriental de suave pendiente y mayor desarrollo, en la que se preservan aún importantes remanentes de una antigua superficie de erosión regional.

Las rocas de la Formación Cerro Varela se exponen en la culminación austral de la sierra, apoyando en discordancia sobre el basamento cristalino (Flores 1969) e inclinando con mediano a bajo ángulo hacia el sur. Esta sucesión volcanoclástica está compuesta por riolitas y pórfidos riolíticos con intercalaciones de piroclastitas, areniscas y pelitas de colores rojizos y

gris claros. A diferencia del estilo morfoestructural recién descrito, Costa et al. (1993) destacaron que la estructuración de la secuencia volcanoclástica está caracterizada por fallas normales de orientación general 290°- 310° e inclinación 60°N-70°N. Este arreglo geométrico determina una configuración tipo hemigraben, en el que la disposición homoclinal de las capas se incrementa de norte (22°) a sur (30°). Según estos autores, el carácter normal de las fallas

puede determinarse debido a los fenómenos de arrastre que aparecen en las adyacencias de los planos de movimiento y por el afloramiento eventual de núcleos de basamento en el labio elevado de las mismas. Flores (1969) indicó que el espesor completo de la secuencia volcanoclástica aflorante en la sierra de Varela es de 504 m, aunque se ignora si en tal determinación fueron tenidos en cuenta los aspectos estructurales recién referidos.

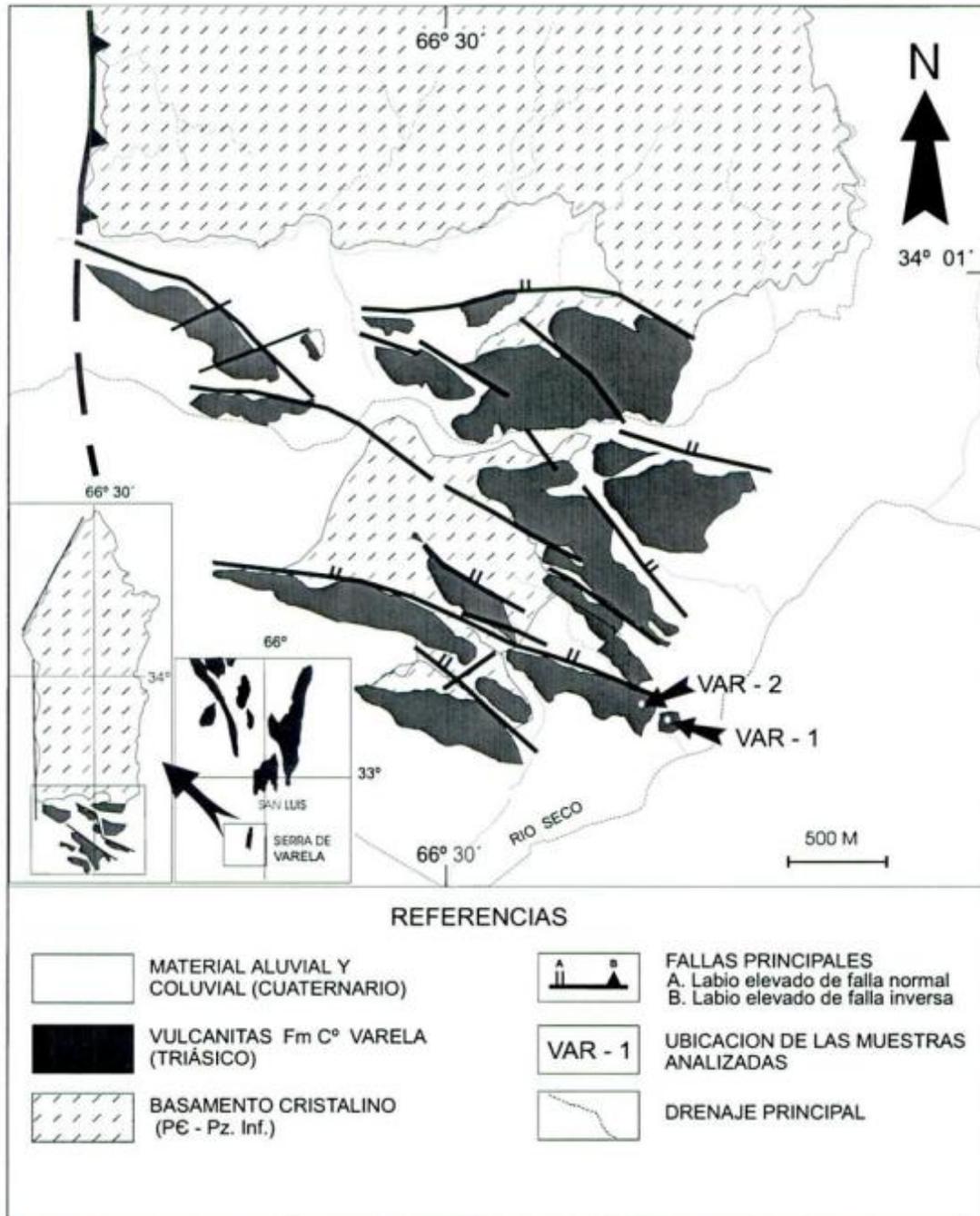


Figura 1. Bosquejo geológico del extremo sur de la sierra de Varela, en donde se destacan los afloramientos volcanoclásticos de la Formación Cerro Varela y su estructuración dominada por fracturas con dirección predominante NO-SE.

El carácter extensional de dichas estructuras se corresponde con el régimen tectónico imperante en esta región durante buena parte del mesozoico. Sin embargo, este estilo también guarda una notable similitud geométrica con los rasgos estructurales neógenos descritos en el extremo austral de la sierra de San Luis (Cortés y Costa 1991, Costa 1992, Costa y Cortés 1993).

Resultados radimétricos

Dos muestras correspondientes a una riolita (VAR-1) y pórfido riolítico (VAR-2) obtenidas en el sector descrito (Fig. 2), fueron datadas en el New Mexico Geochronological Research laboratory mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los análisis realizados (Heizler y Peters 1998) se desarrollaron según los

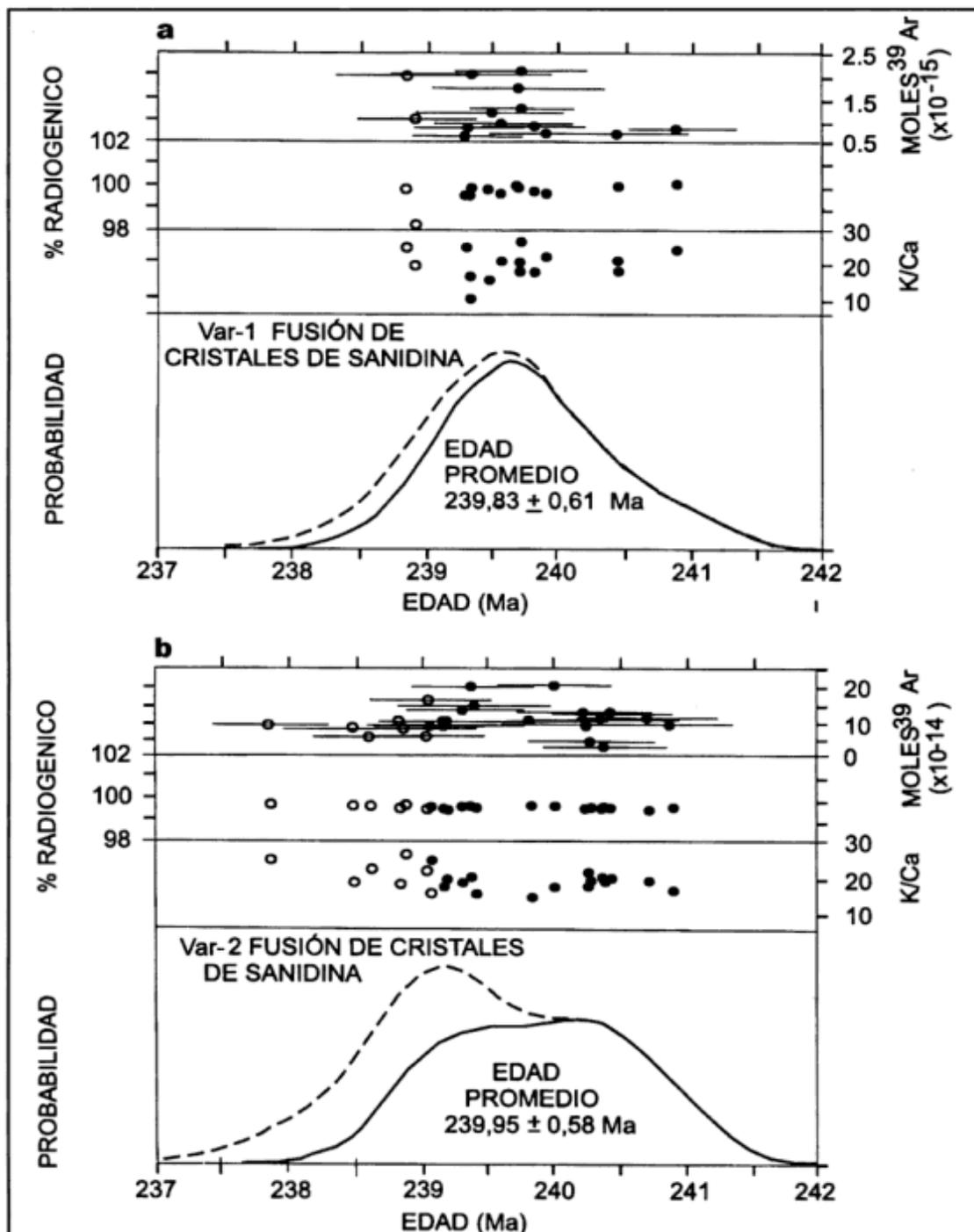


Figura 2. Diagramas de distribución probabilística resultantes del análisis mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cristales de sanidina contenidos en las muestras VAR-1 (Fig. 2a) y VAR-2 (Fig. 2b). Ver más detalles en el texto.

procedimientos propuestos por Dalrymple *et al.* (1981) y McDougall y Harrison (1988).

Los datos totales de fusión de cristales de sanidina en cada muestra se exhiben en los diagramas de distribución probabilística de la Fig. 2 a y b. Estos gráficos permiten visualizar las relaciones entre la edad aparente y la sumatoria de la distribución normal en cada análisis individual. Se exhiben también los resultados de la relación K/Ca, determinada para cada análisis, a partir del ^{39}Ar derivado del K y del ^{39}Ar derivado del Ca, así como los moles de ^{39}Ar para cada análisis. El error 1σ para cada edad de fusión se indica mediante líneas horizontales en el cuadro de moles de ^{39}Ar . Los círculos llenos representan los análisis usados para la ponderación del cálculo de la edad obtenida y para la generación de la línea sólida. Los círculos vacíos son los datos omitidos en función de su confiabilidad para el cálculo de edad y la línea cortada representa la distribución probabilística de todos los datos analizados.

Las edades obtenidas para cada muestra resultan de la media ponderada de los análisis individuales, cuyos valores quedan comprendidos dentro del valor de la desviación (2) respecto al análisis de mayor edad. Resulta de esta manera una edad de $239,83 \pm 0,61$ Ma para la muestra VAR-1 y $139,95 \pm 0,58$ Ma para la muestra VAR-2.

Comentarios finales

La edad obtenida para las volcanitas de la Formación Cerro Varela, es consistente con la asignación cronológica propuesta por los relevamientos expeditivos realizados por YPF y por las contribuciones de Flores (1969) y Flores y Criado Roque (1972). Confirma asimismo la expresión superficial del volcanismo gondwánico en este sector de la intraplaca Sudamericana.

Se destacan a su vez los rasgos tectónicos extensionales que caracterizan a esta sucesión volcániclastrica, cuya geometría es muy semejante a las estructuras neógenas presentes en el extremo sur de la sierra de San Luis.

Agradecimientos

Se agradecen los comentarios y observaciones de A. Ortiz Suárez. La presente es una contribución del

Grupo de Investigaciones Geológicas Aplicadas, financiada por la Universidad Nacional de San Luis.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cortés, J. y Costa, C., 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de los Funes-Las Chacras, San Luis, 7° Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 4, Bahía Blanca.
- Costa, C., 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 390 p. (Inédito).
- Costa, C. y Cortés, J., 1993. Tectónica extensional en el extremo sur de la sierra de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 3: 113-119.
- Costa, C., Gardini, C. y Schmidt, C., 1993. La estructura extensional del extremo sur de la sierra de Varela, provincia de San Luis. 9° Reunión de Microtectónica, Resúmenes: 16-17, San Luis.
- Criado Roque, P., Mombrú, C. y Moreno, J., 1981. Sedimentitas mesozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 79-96.
- Dalrymple, G., Alexander, E., Lanphere, M. y Kraker, G., 1981. Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. United States Geological Survey, Profesional Paper 1176. Washington.
- Flores, M., 1969. El bolsón de Las Salinas de la provincia de San Luis. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 311-327.
- Flores, M., 1979. Cuenca de San Luis, en: Turner, J. (Ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 745-767.
- Flores, M. y Criado Roque, P., 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A. (Ed.): 1° Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 567-579, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Heizler, M. y Peters, L., 1998. Report on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. New Mexico Geochronological Research Laboratory. Private Report, 10p. (Inédito).
- McDougall, I. y Harrison, T., 1988. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford University Press, 257 p. Oxford.
- Rolleri, E. y Criado Roque, P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 1-76.
- Romero, C., 1987. Geología de la Sierra de Varela. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 3: 47-50.

Recibido: 26 de junio, 1998

Aceptado: 22 de septiembre, 1998

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

Calmels, A.P. y Carballo, O.C., 1998. Geomorfología de las Regiones Secas. 3, El Modelado de las Geoformas. pp. 1-251. Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de la Pampa.

Esta obra es continuidad de una serie, 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. Se ha propuesto completar la serie con otro libro dedicado a examinar los problemas paleoclimáticos de las Regiones Secas.

Los temas principales que se examinan en esta parte incluyen: las pendientes y los interfluvios, las relaciones existentes entre la evolución de las pendientes y la que es propia de los fondos de valles y los campos de médanos.

En lo que hace al modelado de las pendientes y de los interfluvios, las primeras son tratadas en relación con la coherencia o incoherencia de las rocas que las conforman, mientras que el análisis de los interfluvios se focaliza en las *hamadas* y las depresiones cerradas.

En la segunda parte de la obra se discute, en primer lugar, la génesis de los *glacis*, para lo cual previamente se los describe y se presentan las hipótesis existentes, para luego considerar su evolución. En segundo lugar se analizan las condiciones particula-

res de los derrames y áreas de acumulación bajo clima seco y las geoformas que en ellas se desarrollan.

La tercera parte de este libro está dedicada a presentar el lugar que ocupan los campos de médanos en el modelado de las regiones secas, comenzando con los tipos de médanos y su modelado para seguir con la localización de los campos de médanos. La obra se completa con una sección dedicada a geoformas erosivas.

La obra cierra con una extensa bibliografía, que comprende 534 citas agrupadas temáticamente y un índice del plan de exposición adoptado.

Tal como lo explica el prologista, Dr. J.M. Sayago, esta obra está dedicada a llenar el vacío existente en esta temática en lo que hace a obras originalmente escritas en nuestro idioma. Las dificultades del emprendimiento se evidencian en la profusión de términos propios de alguna lengua determinada, usualmente francés, cuyas equivalencias a otros idiomas, incluido el castellano, no resultan sencillas ni exentas de eventuales cuestionamientos.

El prologista también ha resaltado el valor de este libro como aporte a un tema de interés nacional, dado que gran parte de nuestro territorio presenta condiciones áridas o semiáridas.

Sin dudas, esta obra constituye una contribución significativa, digna de ser imitada, a la reducida producción nacional de libros de texto dedicados a temas geológicos.

A.C. Riccardi
Museo de La Plata

ERRATA

En el artículo de Vázquez, C., Walther, A.M, Orgeira, M.J., Di Tommaso, I.M., Lippai, H., Alonso M.S. y Vilas, J.F.A, titulado "Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia Loess - paleosuelo de la región chacopampeana" publicado en el Volúmen 53, número 1, páginas 83-90 existe un error en la página 83: el lugar de trabajo del Sr. Horacio Lippai es LAQUIGE (Laboratorio de Química Geológica) y no CIRGEO.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

Presentación del manuscrito

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

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

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

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

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

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

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

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

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

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

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

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

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

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

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

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

Separados

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

Costos a pagar por el autor

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

Autores

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

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

Augusto P. Calmels
YPF S.A.
AMOCO Argentina Oil Co.
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S.A.
Panamerican Energy LLC
Petrolera Argentina San Jorge

y a los aportes de:

S. Archangelsky
H. Bassi
J.C. Benvenuti
J. L. Bianchi
C. A. Gentili
A. R. Gramajo
R. L. Moreno
H. J. Pendola
E. O. Rolleri
E. R. D. Saccone
F. Vervoorst
W. Volkheimer

Realización gráfica:
Pablo Pérez
Santa Fé 5189 PB "6" - Capital Federal - Tel.Fax: 771-6576

Se terminó de imprimir el 25 de septiembre de 1998
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

GUIDELINES FOR AUTHORS

The **Revista de la Asociación Geológica Argentina** publishes original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America.

Copyright to all papers published in the **Revista** belongs to the Asociación Geológica Argentina.

More detailed instructions to authors were published in vol. 47 (1): 124-128 of the *Revista*.

Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. All papers submitted to the *Revista* are read critically by at least two referees before they are accepted for publication.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscripts, including captions of figures and tables. All original illustrations must be submitted, plus two additional copies at publication size.

Manuscripts must be submitted to:

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

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. 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 or letter-quality typed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide ample margins. A limit of 15 published pages is placed on all papers within the *Revista*.

The first page must include the title, names and complete addresses of authors.

The second page must include an abstract that is not to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the third page. Organization of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgments, 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 appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18 x 23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

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 editor and the city of publication.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408. Buenos Aires.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

Cost for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Authors

To publish a paper 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.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 53 - Número 2 - Págs. 145-288
Buenos Aires - Septiembre 1998

Registro de la Propiedad
Intelectual 908558

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104