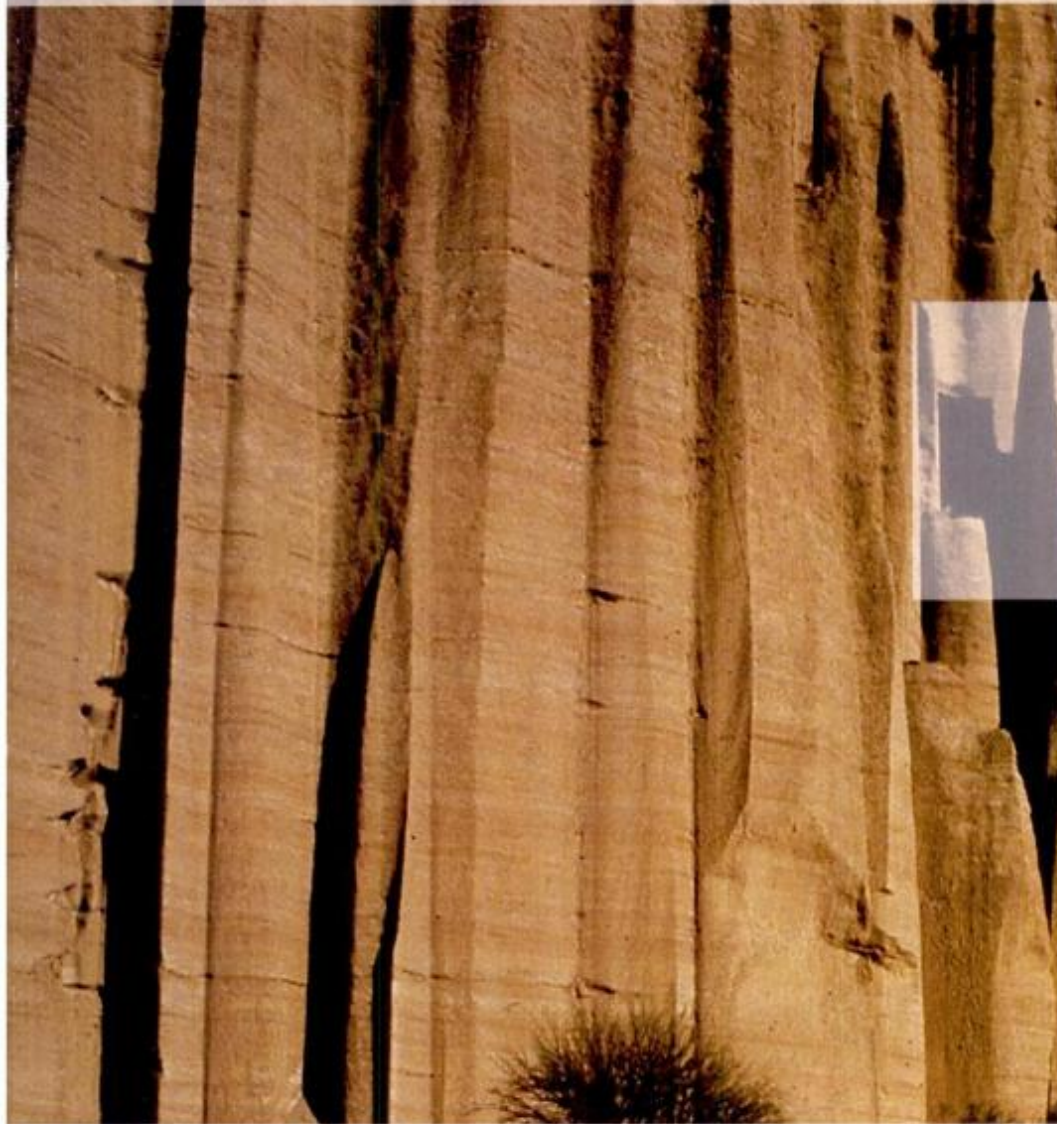


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 52 N° 1 1997



52 1

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

1-112
31 de marzo de 1997

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 52, Number 1, March 1997

CONTENTS

ARTICLES

The postorogenic basalts at Pan de Azúcar-Piriápolis region, República Oriental del Uruguay

L. Sánchez Bettucci

Permian gastropods (Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea and Subulitoidea) from the Tepuel-Genoa Basin, Chubut Province

N. Sabattini

K-feldspar and white mica trace-element contents as a geochemical guide for pegmatite exploration in the Pampean Pegmatitic Province

M.A. Galliski, E. Perino, J. Gasquez, M.F. Marquez Zavalía and R. Olsina

Petrography and geochemistry of the Loma de La Población pluton, Sierras de Córdoba

R. Varas, A. Kirschbaum and J. Sfragulla

As-Ni-Co-U-Bi mineralization in Carrizal uranium ore deposit, San Juan Province, Argentina

O. Morello and N. Rubinstein

Ordovician K-bentonites in the Precordillera of San Juan and its tectomagmatic significance

C.A. Cingolani, W. Huff, S. Bergström and D. Kolata

Taphofacies in Holocene transgressive-regressive Bahía Blanca Estuary, Argentina

E.A. Farinati and S. Aliotta

Geology and petrology of the pre-Cretaceous rocks of the Sierra Pailemán region, Río Negro Province

R.E. Giacosa

Hydrogeology of the upper basin of the Sauce Chico river, Sierras Australes, Buenos Aires Province

R. Albouy and G. Bonorino

Rock avalanche of "Potrero de Leyes", southern Sierras Pampeanas, Sierra Grande of San Luis, Argentina (32° 30' S lat.)

E.F. González Díaz, L. Fauque, C. Costa, A. Giaccardi, P.A. de Palomera and F. Pereyra

MEMORIALS

Juan Carlos Riggi (1924-1994)

F. Fidalgo and N.E. Porro

José I. Corvalán Díaz (1929-1996)

A. Hauser Yung

ON THE COVER

Triassic red beds of the Talampaya Formation, Talampaya, La Rioja Province, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 732863) 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.edu.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 52, NÚMERO 1, MARZO 1997

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Los basaltos postorogénicos de la región de Piriápolis-Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay
L. Sánchez Bettucci 3-16
- Gastrópodos pérmicos (Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea y Subulitoidea) de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia del Chubut.
N. Sabattini 17-23
- Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la provincia pegmatítica pampeana
M.A. Galliski, E. Perino, J. Gasquez, M.F. Marquez Zavalía y R. Olsina 24-32
- Petrografía y geoquímica del plutón granítico "Loma de La Población", sierras de Córdoba
R. Varas, A. Kirschbaum y J. Sfragulla 33-40
- Mineralización de As-Ni-Co-U-Bi de la manifestación nuclear Carrizal, Provincia de San Juan, Argentina
O. Morello y N. Rubinstein 41-46
- Bentonitas potásicas ordovícicas en la Precordillera de San Juan y su significación tectomagmática
C.A. Cingolani, W. Huff, S. Bergström y D. Kolata 47-55
- Análisis de tafofacies transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina
E.A. Farinati y S. Aliotta 56-64
- Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de sierra Pailemán, Provincia de Río Negro
R.E. Giacosa 65-80
- Hidrogeología de la cuenca superior del río Sauce Chico, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires
R. Albouy y G. Bonorino 81-92
- La avalancha de rocas del "Potrero de Leyes", Sierras Pampeanas australes, sierra Grande de San Luis, Argentina (32° 30' lat. S)
E.F. González Díaz, L. Fauque, C. Costa, A. Giaccardi, P.A. de Palomera y F. Pereyra 93-107
- NECROLÓGICAS
- Juan Carlos Riggi (1924-1994)
F. Fidalgo y N.E. Porro 108
- José I. Corvalán Díaz (1929-1996)
A. Hauser Yung 109-110

TAPA

Areniscas rojas triásicas de la Formación Talampaya, Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina. Foto Focus/Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 732863) 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.edu.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.
Suscripciones. El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

**Director**

A.C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Subcomisión de Publicaciones

P.P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires
M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires
A.C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Editores Asociados

R. Allmendiger, Cornell University, EE.UU.
R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil
S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires
B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy
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. Llambias, 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
M. Uliana, ASTRA CAPSA, Buenos Aires

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

COMISION DIRECTIVA

(1995-1997)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. José Salfity.

Secretaria: Dra. Susana Damborenea.

Tesorero: Lic. Omar Lapido.

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

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

Organo de fiscalización: Dr. P.N. Stipanovic, Dr. G. Chebli.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.
Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.
Córdoba: Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.
La Plata: Lic. A. Benialgo, Centro de Investigaciones Geológicas.
Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.
Neuquén: Lic. Nélida Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Plaza Huincul: Lic. M.A. Rebas, YPF.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Pedro Tyber.
Rosario: Sr. Horacio Parent, Universidad Nacional del Litoral.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.
San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadó, Universidad Nacional de La Plata.
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. Oscar Elena.
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: Lic. Eva Donnari.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante.
YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Los basaltos postorogénicos de la región de Piriápolis-Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay

Leda SÁNCHEZ BETTUCCI¹

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República Oriental del Uruguay

ABSTRACT. *The postorogenic basalts at Pan de Azúcar-Piriápolis region, República Oriental del Uruguay.* The volcanic - subvolcanic Sierra de las Animas Complex is composed of basalts, trachytes, syenites, rhyolites and volcanic breccias. The petrographical and geochemical characteristics of the complex indicate alkaline and subalkaline affinities. The basic volcanic rocks represent, at least, two magmatic events: the first one consists of massive basalts and is related to the initial stages of the extensional system; and the second is mainly characterized by the late emplacement of amygdaloidal basalts and small dyke swarms. The tectonic setting of the acidic and mafic rocks, was deduced from geological field evidence and petrographical studies, complemented by geochemical data. Major, minor and trace elements of the mafic rocks suggests that the magma source of these rocks was probably an enriched mantle, probably affected by crustal contamination during emplacement. This typical postorogenic magmatism was related to an extensional release episode during the Cambrian, which was one of the latest events of the Brazilian orogeny.

Introducción

El objetivo del presente trabajo es analizar el ambiente de formación de los basaltos que ocurren en la región de Piriápolis-Pan de Azúcar, descriptos como parte del Complejo Sierra de las Animas. Este complejo ha sido considerado como una asociación de riolitas y rocas afines, formados durante una etapa extensional cámbrica, con la que culmina la evolución del ciclo brasiliano del Proterozoico superior.

Para dilucidar la relación entre las rocas riolíticas y basálticas, se procedió a examinar en el campo las relaciones entre ambas unidades, a caracterizar petrográficamente y geoquímicamente los basaltos y sobre esta base tratar de dilucidar el ambiente tectónico de formación de estas rocas.

El área estudiada está ubicada al sudeste del Uruguay, sobre el río de la Plata, entre los 34° 53' y 34° 44' de latitud sur y los 56° 17' y 56° 37' de longitud oeste de Greenwich. El área estudiada se encuentra surcada por una importante red de caminos. La principal vía de acceso la constituye la ruta nacional 9 que atraviesa la zona de oeste a este (véase mapa de ubicación de la Fig. 1).

Antecedentes

Las primeras referencias de la región comprendida entre las localidades Pan de Azúcar y el balneario Piriápolis se remontan a D'Orbigny (1844) que en su viaje de 1826 por la América meridional hace mención a rocas graníticas en Punta Negra y describe al cerro Pan de Azúcar como una montaña cónica. Con posterioridad Darwin en 1835 recorrió la región de Piriápolis, describiendo rocas volcánicas submarinas, y una roca amigdaloides de naturaleza basáltica (Darwin 1846). Estudios más específicos de la comarca fueron realizados por Walther (1919). Este autor interpreta las rocas de la región como alcalinas y subalcalinas, algunas de ellas porfíricas con arfvedsonita, biotita y cuarzo. Hace mención, también a nordmarkitas (sienitas con escaso cuarzo) fuertemente coloreadas, a la sienita del cerro Pan de Azúcar y a sienitas egrínicas entre otras. Estudios posteriores fueron realizados por Walther (1927), McMillan (1933), Caorsi y Goñi (1958), Bossi y Fernandez (1963) y Preciozzi *et al.* (1989).

Las rocas de la sierra de Las Animas fueron agrupadas en una unidad formacional por Bossi



(1966), describiéndolas como un potente filón desarrollado en dirección aproximadamente norte-sur de más de 50 kilómetros de longitud y con un ancho variable entre 5 y 10 kilómetros. En esta región Preciozzi *et al.* (1989) señalaron la ocurrencia de brechas volcánicas, traquitas, riolitas y probables ignimbritas. Bossi y Navarro (1991) mencionaron la presencia de basaltos, sienitas, sienitas cuarzosas, microsienitas, traquitas, granófiros, riolitas y lamprófidos filonianos. Oyhantçabal *et al.* (1991, 1993) sugirieron que la Formación Sierra de las Animas es un complejo volcánico-subvolcánico, tal como fuera definido por Bossi (1966), instalado sobre un rift de dirección norte-sur en las etapas póstumas del ciclo brasiliano. Interpretaciones coincidentes fueron presentadas por Bossi y Campal (1992). Basados en análisis químicos y petrográficos Bossi *et al.* (1994) postularon que las litologías de alta sílice del complejo Sierra de las Animas se asocian a rocas traquíticas con afinidades shoshoníticas.

Las primeras dataciones que se conocen para esta región fueron realizadas por Umpierre en 1965 (citadas en Bossi 1966) por el método K/Ar en granófiros, obteniendo edades en el entorno de los 500 ± 30 Ma. Para estos autores el granófiro del cerro San Antonio tendría 519 Ma y una sienita del cerro Pan de Azúcar, datada sobre feldespato potásico una edad de 487 Ma.

Preciozzi *et al.* (1993) obtienen edades en sienogranitos ubicados al norte de la ciudad de Pan de Azúcar en el entorno de los 499 ± 72 Ma por el método de Rb/Sr. Estos autores mencionan también edades de 559 ± 28 Ma (Rb/Sr) para el Granito Pan de Azúcar. Este granito es de tendencia subcalina, presenta texturas granudas isoxenomórficas y los minerales

esenciales son microclino, oligoclasa, cuarzo, biotita y como accesorios presenta opacos y epidoto (Preciozzi *et al.* 1993). Se sugiere el remplazo por el topónimo Granito El Renegado para eliminar la sinonimia (Código Argentino de Estratigrafía 1992, art. 23.5.) que existe con la Sienita Pan de Azúcar.

Cingolani *et al.* (1993) obtienen mediante isócronas Rb/Sr en cuatro muestras de riolitas y una de traquiandesita, edades de 520 ± 5 Ma ($R_i = 0.70655$). Tres de las muestras de riolitas están localizadas en el cerro San Antonio y la cuarta está ubicada en playa Hermosa próxima a la traquiandesita.

Reseña geológica

El área comprendida entre el balneario Piriápolis y la ciudad de Pan de Azúcar presenta una compleja secuencia estratigráfica que se ilustra en la Tabla 1. Esta se encuentra caracterizada por la ocurrencia de rocas volcánicas y subvolcánicas del Complejo Sierra de las Animas desarrolladas sobre un substrato metamórfico. Este se encuentra aflorando al oeste del complejo volcánico, como se puede observar en la Fig. 2, donde terrenos del Proterozoico inferior están afectados por una importante faja milonítica e intrusiones sin-postectónicas (Oyhantçabal *et al.* 1993). Al este del complejo volcánico, aflora mediante contacto de tipo tectónico, el Grupo Lavallega de edad proterozoica superior (Preciozzi *et al.* 1979).

Dentro de la región de Piriápolis aparece una secuencia de origen sedimentario, que se encuentra fallada y basculada generalmente entre 30° y 40° al noroeste, recortada por diques de traquitas, microsienitas y traquibasaltos. Esta secuencia fue incluida en la Formación Piedras de Afilan por Preciozzi *et al.* (1989) y denominada posteriormente por Masquelín y Sánchez Bettucci (1993) como Formación Playa Hermosa. La Formación Playa Hermosa correspondería según estos autores a una secuencia silico-clástica de facies marinas, representada, por secuencias turbidíticas y una asociación de ambiente aluvial-deltaico. Dicha Formación aparece aflorando desde Playa Grande a Playa Hermosa, e incluye a litologías semejantes a las que aparecen en el parque de La Cascada, en el cerro de los Burros y en el cerro Las Ventanas, reconocida como Formación Las Ventanas por Midot (1984). Estas unidades han sido incluidas en el Grupo Barriga Negra por Preciozzi *et al.* (1985).

Los depósitos de la Formación Las Ventanas están ubicados, aproximadamente, diez kilómetros al norte de la ciudad de Pan de Azúcar (véase ubicación en el mapa geológico de la región Piriápolis en la Fig. 2). Dentro de esta secuencia se destacan importantes paquetes de conglomerados y brechas, en los que se

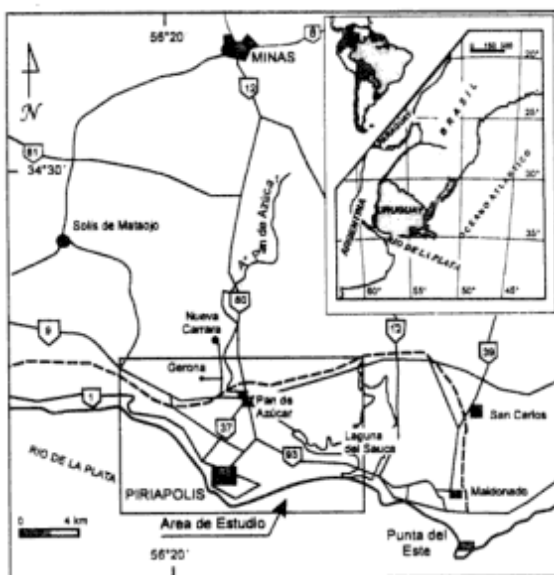


Figura 1: Ubicación general del área de estudio y sus principales vías de acceso.

observa mediante el estudio petrográfico una pseudo matriz afectada con posterioridad a la diagénesis por importantes esfuerzos de cizalla. El tamaño de los clastos de estos conglomerados es menor a 3-4 centímetros y presentan una importante foliación, por lo que algunos autores lo interpretan como pertenecientes al Grupo Lavalleya (Oyhantçabal *et al.* 1993). Evidencias de campo y petrográficas muestran que esta secuencia tiene una importante deformación y un metamorfismo en facies de esquistos verdes inferior, zona de clorita (Yardley 1988) observándose en los niveles mas finos una importante recristalización.

La región Piriápolis-Pan de Azúcar presenta una importante cobertura cuaternaria.

Metodología

Se realizaron observaciones de campo pormenorizadas, efectuándose un levantamiento geológico de las distintas unidades, utilizando como base el fotoplano Piriápolis a escala 1:50.000. Para la separación de unidades geológicas se realizó una fotointerpretación a escala 1:20.000 y 1:40.000. Se obtuvieron muestras representativas y se procedió al estudio petrográfico de las distintas litologías que ocurren en esta zona de estudio con el fin de definir las variaciones composicionales y su clasificación haciéndose especial énfasis en las litologías máficas.

A nueve muestras de rocas máficas representativas se les efectuaron análisis geoquímicos; estos fueron analizados por elementos mayores, trazas y tierras raras. Dichos análisis fueron realizados en Activation Laboratories LTD. de Canadá. Los métodos analíticos utilizados fueron fusion-ICP para los elementos mayores, digestion-ICP total y XRF para los elementos traza.

Complejo Sierra de las Animas

El Complejo Sierra de las Animas presenta tanto términos ácidos como básicos. Aparecen importantes cuerpos intrusivos de sienitas, microsienitas, sienitas cuarzosas y granitos; dentro de los términos subvolcánicos se observan traquitas, granófiros y diques de diabasa. Las lavas son fundamentalmente riolíticas, dacíticas y traquíticas, apareciendo también lavas básicas tanto macizas como vacuolares. Los depósitos de flujos piroclásticos son bastante abundantes. La dirección regional, de este complejo, es aproximadamente norte-sur.

La diferencia entre los estilos estructurales que existen entre el Grupo Lavalleya, que presenta al menos tres fases de deformación, y el Complejo Sierra de las Animas, sin deformación, permite inferir una discordancia de tipo angular. Al norte de la región estudiada, en la base del cerro del Horno, se

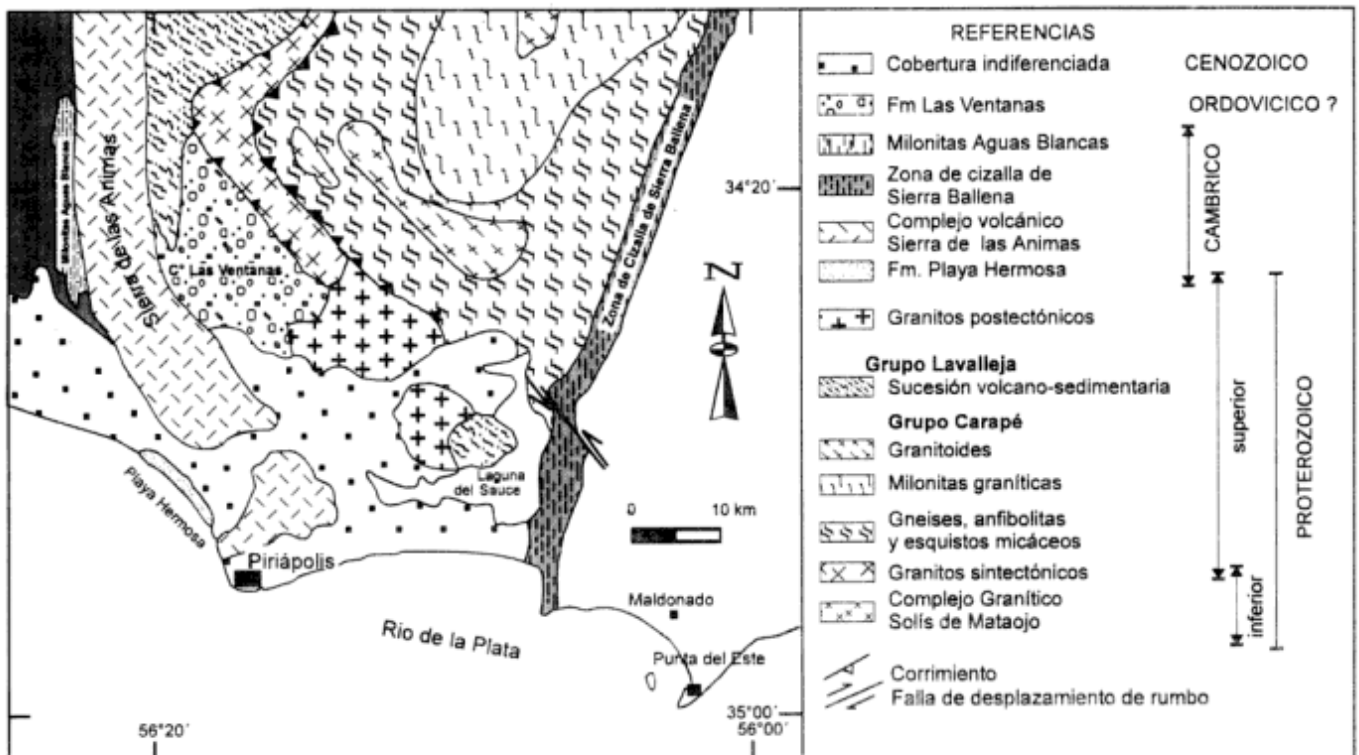


Figura 2: Marco geológico regional modificado de Preciozzi *et al.* (1993).

observaron xenolitos de litologías correspondientes al Grupo Lavalleja dentro de materiales de composición riolítica y en microsienitas; como también contactos de tipo intrusivo.

Oyhantçabal *et al.* (1993) separaron a las litologías de la Formación Sierra de las Animas en dos series, una serie magmática básica integrada por lavas amigdaloides, brechas hidroclásticas y diques de diabasa, denominado Miembro Las Flores y una serie magmática intermedia a ácida integrada por granitos, sienitas, traquitas, riolitas e ignimbritas y tobas, denominada Miembro Piriápolis.

Las rocas volcánicas máficas

Dentro de estas rocas máficas se separaron por su yacencia en el campo y características petrográficas (Williams *et al.* 1980) a los basaltos vacuolares, diques amigdaloides y brechas autoclásticas de conducto de los basaltos macizos y traquibasaltos.

Las relaciones de campo tales como las observadas en el faldeo noroeste del cerro Pan de Azúcar donde se reconocieron basaltos macizos intruidos por la sienita homónima y ambos recortados por diques amigdaloides, apoyarían el ordenamiento estratigráfico propuesto.

Basalto El Ombú

Se propone la denominación de Basalto El Ombú para los basaltos macizos, diques de diabasas y traquibasaltos. Esta unidad se encuentra aflorando cercana a las márgenes de la cañada de la Barra del Ombú, intruidos por basaltos vacuolares y al sur de la cañada Colorada y hacia el oeste-noroeste de la localidad de Gerona (véase Fig. 2). Los basaltos macizos presentan textura microlítica subfluidal. Están compuestos por plagioclasa, piroxeno y olivina. Estos aparecen en el faldeo oriental de la sierra de las Animas, recortados por traquitas.

Los traquibasaltos presentan una textura intersertal subfluidal porfírica, con fenocristales de plagioclasa orientadas. La plagioclasa suele ser albita y encontrarse bastante corroída, aparecen parches de titanita, es común la presencia de iddingsita y gran cantidad de opacos. Se reconocieron pequeños fragmentos de ignimbritas (xenolitos) con una desvitrificación apenas perceptible.

En algunos sitios, tal como se observa próximo a las nacientes de la cañada de las Tarariras, al este del cerro Chico, los basaltos se hallan interdigitados con materiales riódacíticos.

Basalto Las Flores

Se propone elevar la denominación de Miembro Las Flores (Oyhantçabal *et al.* 1993) al rango de Formación a los basaltos vacuolares, diques amigdaloides y brechas autoclásticas. Esta unidad se encuentra muy bien expuesta a la altura del kilómetro 103 de la ruta nacional 9, muy próxima al poblado Las Flores. Esta se encuentra representada por basaltos vacuolares y diques amigdaloides. Se incluyen en ésta a brechas autoclásticas de conducto, dado que a nivel de campo ocurren estrechamente asociadas, aunque las relaciones específicas no son claras debido a la importante cobertura cuaternaria. Basaltos vacuolares afloran también sobre la costa, entre playa Grande y playa Verde, en el faldeo oriental de la sierra de las Palmas y del cerro del Tío.

Los basaltos vacuolares presentan textura dolerítica, plagioclasas albitizadas, olivina, escaso piroxeno (augita, augita-aegirínica). Las vacuolas están rellenas de calcedonia, clorita y pistacita.

Los diques amigdaloides presentan una textura intersertal subfluidal porfírica, con olivina y augita, plagioclasa más cálcica que la andesina y feldespato potásico. Las vacuolas comúnmente están rellenas por clorita y calcedonia. Diques amigdaloides, ubicados en la intersección de la ruta nacional 9 y la ruta 99, se encuentran intruyendo a las lavas traquíticas. Es común la presencia de pequeños xenolitos de traquita. Aparecen taquilitas, hoy desvitrificadas, en los contactos. Una característica notoria es la presencia de abundantes venillas de origen hidrotermal de calcita y fluorita. Estos presentan espesores de aproximadamente 30 metros.

Oyhantçabal *et al.* (1993) definen como brechas básicas hidroclásticas a un conjunto de rocas conformadas por fragmentos angulosos de diversos tipos de lavas. Esos autores consideran que la génesis de estas brechas se vincula al contacto de magmas básicos con la entrada de agua freática de los sedimentos de la Formación Playa Hermosa o de aguas superficiales. En el estudio de estas brechas, las observaciones petrográficas no han evidenciado procesos de superenfriamiento, por lo que se supone fueron producidas por la fragmentación de material esencial ya sólido que fue cementado posteriormente por lava, y por ende se las define como brechas autoclásticas de conducto.

Un ejemplo claro de contemporaneidad entre lavas básicas (basaltos vacuolares) y lavas ácidas (riolitas) aparece en Playa Verde donde se reconoció una intercalación de basaltos y riolitas. Los basaltos se encuentran sumamente alterados. Estos presentan cristales de plagioclasa, vacuolas subsféricas y una importante epidotización.

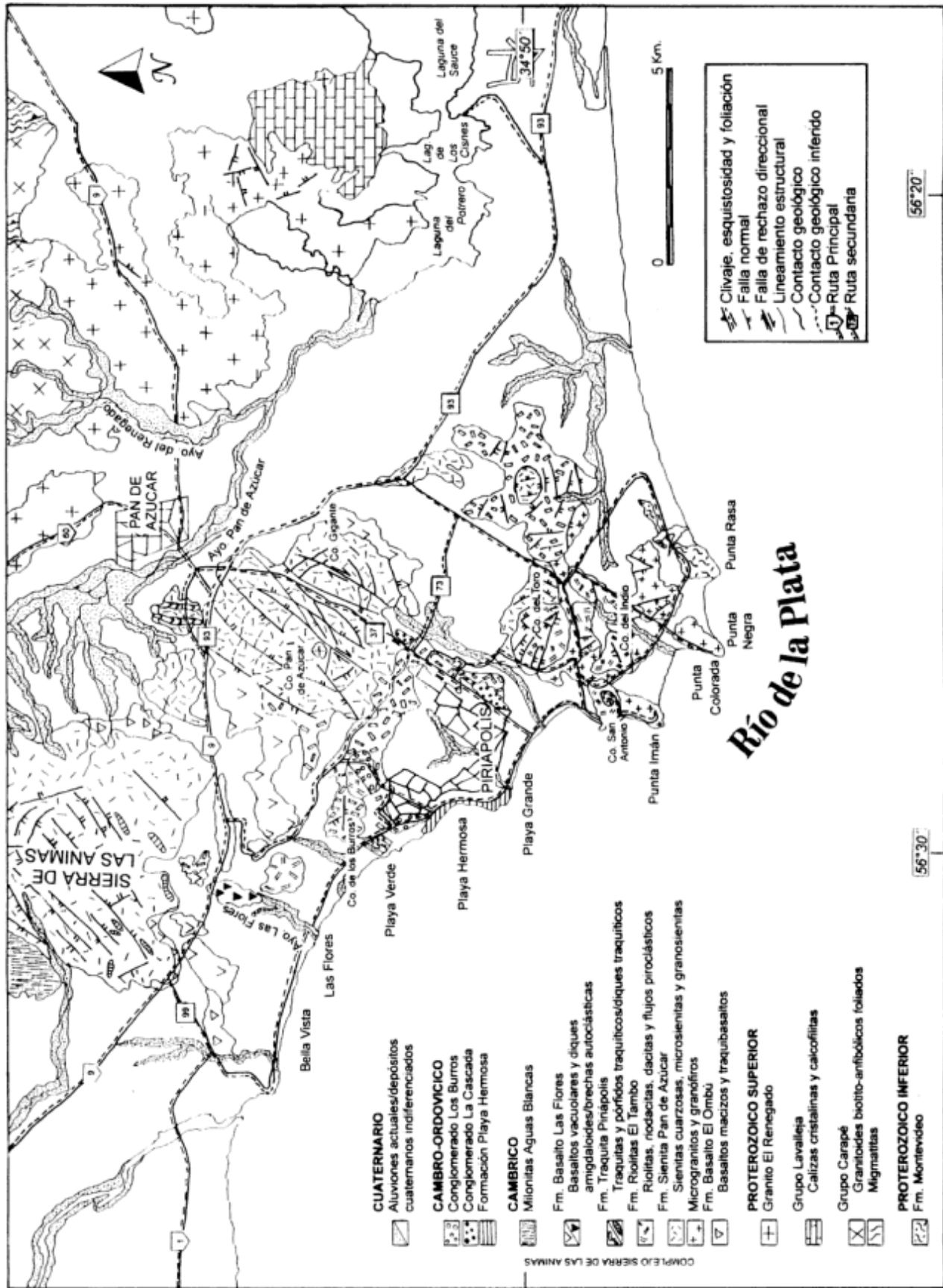


Figura 3: Mapa geológico de la región de Piriápolis (modificado de Preciozzi et al., 1989, mediante observaciones de campo de la autora).

Tabla 1: Secuencia estratigráfica de la región de Piriápolis-Pan de Azúcar.

Cambro-Ordovícico	
	Conglomerado Los Burros Conglomerado La Cascada Formación Playa Hermosa
Cámbrico	
	Milonitas Aguas Blancas Basalto Las Flores Basaltos vacuolares y diques amigdaloides
Complejo	Traquita Piriápolis Traquitas y pórfidos traquíticos
Sierra	Riolita El Tambo Riolitas, riolacitas, dacitas y flujos piroclásticos
de las	Sienita Pan de Azúcar Sienitas, sienitas cuarzosas y microsienitas
Animas	Microgranitos y granófiros Basalto El Ombú Basaltos macizos y traquibasaltos
Proterozoico superior	
	Granito El Renegado Grupo Lavallega (secuencia de bajo grado de metamorfismo) Calizas cristalinas y calcofilitas Grupo Carapé (secuencia metamórfica de grado medio y alto) Anfibolitas Granitoides biotito-anfibólicos foliados Migmatitas Milonitas biotíticas
Proterozoico inferior	
	Formación Montevideo: gneises

Un pequeño enjambre de diques de diabasa aparece al oeste de la ciudad de Pan de Azúcar. Estos suelen presentar un espesor de pocos metros y se encuentran recortando a microsienitas.

Rocas volcánicas félsicas

Dentro de los términos ácidos se han reconocido riolitas, dacitas, flujos piroclásticos, sienitas, microsienitas, traquitas, pórfidos traquíticos, granitos y granófiros.

Microgranitos y granófiros

Ocurren casi siempre cercanos a la costa, por lo que se los encuentra comunmente bastante alterados. Presentan texturas porfíricas de grano fino con matriz granofírica. Consisten de feldespato alcalino, cuarzo,

biotita y muscovita. Oyhantçabal *et al.* (1993) mencionan la presencia de granate y sugieren que estas rocas podrían no pertenecer a la formación Sierra de las Animas, aunque las relaciones de contacto observadas entre Punta Imán y Punta Negra no confirman dicho supuesto ya que se encuentran recortando a diques de traquita porfírica y de riolita.

Sienita Pan de Azúcar

Las litologías más abundantes de esta región consisten en sienitas, sienitas cuarzosas y microsienitas a las que se propone elevar al rango de Formación. El cerro Pan de Azúcar, ubicado a 5 km al norte del balneario Piriápolis, constituye una masa sienítica, con forma ovoide, siendo la más conspicua de esta región. El tamaño de grano de este cuerpo disminuye hacia el centro, desde grano muy grueso a fino, donde se encuentra un microgranito, que constituiría el último diferenciado magmático. Son comunes las pequeñas variaciones mineralógicas marcadas mayormente por la presencia o no de egrina.

Los diques de microsienita porfírica presentan feldespatos potásicos y sódicos; los feldespatos son fuertemente peritéticos y presentan escasa biotita. El cuarzo es escaso, ocurre de forma anhedral, ocupando los intersticios dejados por otros cristales. Como accesorio aparece fluorita formando núcleos y generalmente está asociada a regiones con mineralogías de mayor tamaño de grano.

En la base del cerro Gigante aparece una microsienita con anfíboles alcalinos, riebeckita y ardsvensonita, ortosa albitizada, escaso cuarzo, allanita y opacos abundantes.

Riolita El Tambo

Riolitas, riolacitas, dacitas y flujos piroclásticos se encuentran bien representadas en los cerros de los Burros, San Antonio, del Indio, del Toro y del Tambo. Este último es el más representativo y donde se ha observado una intercalación de riolitas con depósitos de flujo piroclásticos representados por brechas, tobas soldadas, etc. Se sugiere denominar como Formación Riolitas El Tambo a este conjunto de litologías que afloran próximas a la costa.

Las rocas piroclásticas son extremadamente variables en carácter e indicarían un régimen volcánico de alta explosividad, que incluye desde tobas a brechas. Las tobas soldadas o reognimbritas son mayormente macizas y ocasionalmente aparecen algunas donde se reconoce cierta laminación. Las ignimbritas presentan un color castaño y son reconocidas por su textura eutaxítica bastante bien desarrollada. Se reconoce también un proceso de desvitrificación importante en la mayoría de los casos. Cuarzo y feldespato están presentes.

Tabla 2: Análisis representativos de los basaltos de la región de Piriápolis.

Muestra	Las Flores							El Ombú	
	110	87	84	86 C	86 C*	86 B	83	86A	86D
SiO ₂	47,51	56,54	61,13	50,08	50,17	48,48	52,71	50,65	52,60
TiO ₂	1,72	1,20	0,91	2,05	1,30	2,08	2,12	1,84	1,75
Al ₂ O ₃	16,65	14,93	12,13	14,96	14,44	15,69	14,52	15,35	14,58
Fe ₂ O ₃	12,37	7,55	10,13	10,40	9,81	11,03	10,19	9,72	9,24
MnO	0,20	0,12	0,14	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,15
MgO	2,68	3,19	2,10	4,96	4,95	5,39	3,72	4,29	4,29
CaO	4,50	5,98	2,10	7,36	6,37	7,39	6,55	8,97	8,01
Na ₂ O	4,38	3,29	3,52	2,67	3,68	2,79	4,54	1,94	2,08
K ₂ O	3,01	2,61	1,30	2,33	1,82	2,27	1,82	2,27	2,29
P ₂ O ₅	1,12	0,67	0,45	0,78	0,66	0,81	0,80	0,88	0,83
Sm	10,70	11,10	0,00	0,00	0,00	0,00	11,30	10,70	0,00
Eu	2,15	2,58	0,00	0,00	0,00	0,00	2,83	3,02	0,00
Tb	1,00	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	1,40	1,30	0,00
Yb	3,21	2,65	0,00	0,00	0,00	0,00	3,46	3,00	0,00
Lu	0,48	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,41	0,00
Nd	63,00	77,00	0,00	0,00	0,00	0,00	74,00	70,00	0,00
La	72,20	110,00	0,00	0,00	0,00	0,00	75,60	80,60	0,00
Ce	149,00	159,00	0,00	0,00	0,00	0,00	154,00	158,00	0,00
K	0	21666	10792	19342	15108	18844	15108	18844	19010
Rb	0	59	31	42	32	47	37	27	27
Cs	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	1467	1911	485	1761	1234	1746	883	1808	1785
Ta	1,50	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00	1,70	1,30	0,00
Nb	33,0	29,0	115,0	22,0	21,0	19,0	24,0	26,0	22,0
Hf	8,50	8,20	0,00	0,00	0,00	0,00	8,10	6,90	0,00
Zr	423	417	1222	299	266	303	370	314	278
Ti	0	7194	5455	12290	7793	12470	12709	11031	10491
Y	38	31	81	33	29	34	40	35	32
Th	6,10	7,90	0,00	0,00	0,00	0,00	4,10	4,00	0,00
U	0,70	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00
Sr	538	842	230	875	790	952	813	1370	1089
Sc	14	13	8	18	20	22	18	18	7
Cr	27	70	0	102	145	108	70	100	92
Ni	34	38	27	53	66	59	44	63	518

Las brechas rara vez se observan presentando gradaciones a rocas piroclásticas finas. Una gradación fue reconocida en el cerro las Espinas, donde también aparecen tobas y flujos riolíticos intercalados.

Las tobas soldadas presentan *fiammes* de hasta seis centímetros. A nivel microscópico presentan, como estructura más sobresaliente, pliegues de flujo, y sombras de esferulitas. Una característica notoria es la fuerte laminación que presentan estas riolitas. La mejor expresión de las riolitas se encuentran en el cerro del Tambo.

Traquita Piriápolis

Se sugiere en este trabajo restringir la denominación de Miembro Piriápolis, de Oyhançabal *et al.* (1993) a ésta unidad. Se propone denominar formalmente como Traquita Piriápolis a los derrames de lavas traquíticas y pórfidos traquíticos, excluidas del resto de las rocas ácidas. Esta litología que aparece bien expuesta en la

base del cerro Pan de Azúcar, presenta una amplia distribución en la región estudiada y hacia el norte de la misma. Estas litologías se caracterizan petrográficamente por una típica textura traquítica, con fenocristales de ortosa parcialmente albitizada, sanidina y escaso cuarzo. Como accesorios ocurren epidoto, anfíbol cloritizado y abundantes opacos. Los pórfidos traquíticos presentan como rasgo distintivo fenocristales de feldespato alcalino de hasta tres centímetros.

Características geoquímicas

Un total de nueve muestras representativas de los Basaltos El Ombú y Las Flores, pertenecientes al Complejo Sierra de las Animas, fueron analizadas por elementos mayores, menores, trazas y tierras raras, siendo los primeros análisis geoquímicos que se conocen para esta región. El resultado de los análisis

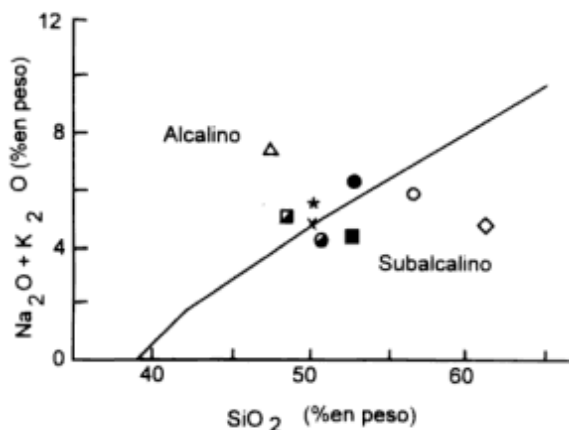


Figura 4: Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Irvine y Baragar 1971). Los basaltos de la región de Piriápolis presentan una distribución similar en los campos alcalinos y subalcalinos. Las muestras 83 y 84 corresponden a basaltos amigdaloides; 86A basandesita; 86B, 86C, 87, 110, 86C* a traquiandesitas y la 86D dique de traquibasalto.

químicos se muestra en la Tabla 2. Estos basaltos presentan entre un 47 a un 56 % de SiO_2 , correspondiendo tanto a coladas como a diques.

Pharaoh y Pearce (1984) habían cuestionado la validez de aplicar las clasificaciones y diagramas discriminantes, con campos basados sobre datos de rocas volcánicas mesozoicas y más jóvenes, a rocas volcánicas antiguas. Muchos factores son los que pueden invalidar el uso de tales diagramas, incluyendo los cambios progresivos de las características del manto superior con el tiempo, la influencia del proceso de crecimiento de la corteza y los cambios en el flujo térmico. Estos autores concluyeron que tales cambios pudieron haber ocurrido en el Proterozoico temprano, dando resultados ambiguos en la interpretación tectónica cuando se usan criterios de covariación de la relación Ti-Zr, en la distribución de los patrones de los elementos traza para basaltos y diagramas discriminantes.

Sin embargo, como lo han postulado diversos autores, desde un punto de vista empírico, existe una buena congruencia entre la interpretación tectónica basada sobre evidencias geológicas y estructurales, y las obtenidas por criterios geoquímicos (Watters y Pearce 1987), lo que constituye una fuerte evidencia para la validez de la aplicación de tales técnicas discriminantes a las suites volcánicas del Proterozoico superior y del Paleozoico inferior.

Las relaciones entre Y/Nb han demostrado ser importantes en la identificación de características petrológicas de las suites volcánicas (Pearce y Cann, 1973). Lo útil del uso de las relaciones de los elementos inmóviles Zr/TiO₂ y Nb/Y en la caracterización de suites volcánicas con metamorfismo ha sido demostrada por Floyd y Winchester (1978) y Wood (1980). En estos diagramas, el uso de la relación Zr/TiO₂ sirve

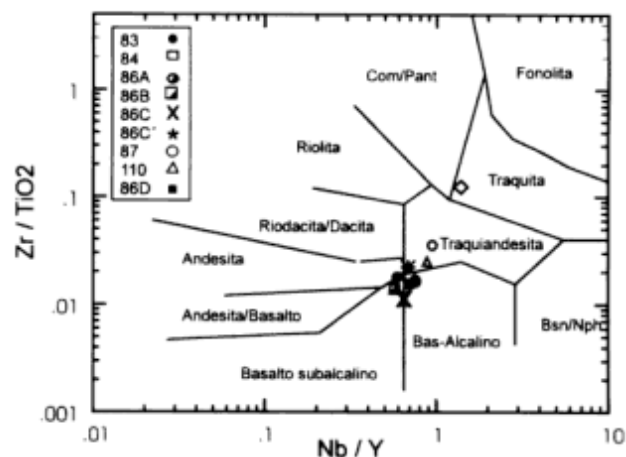
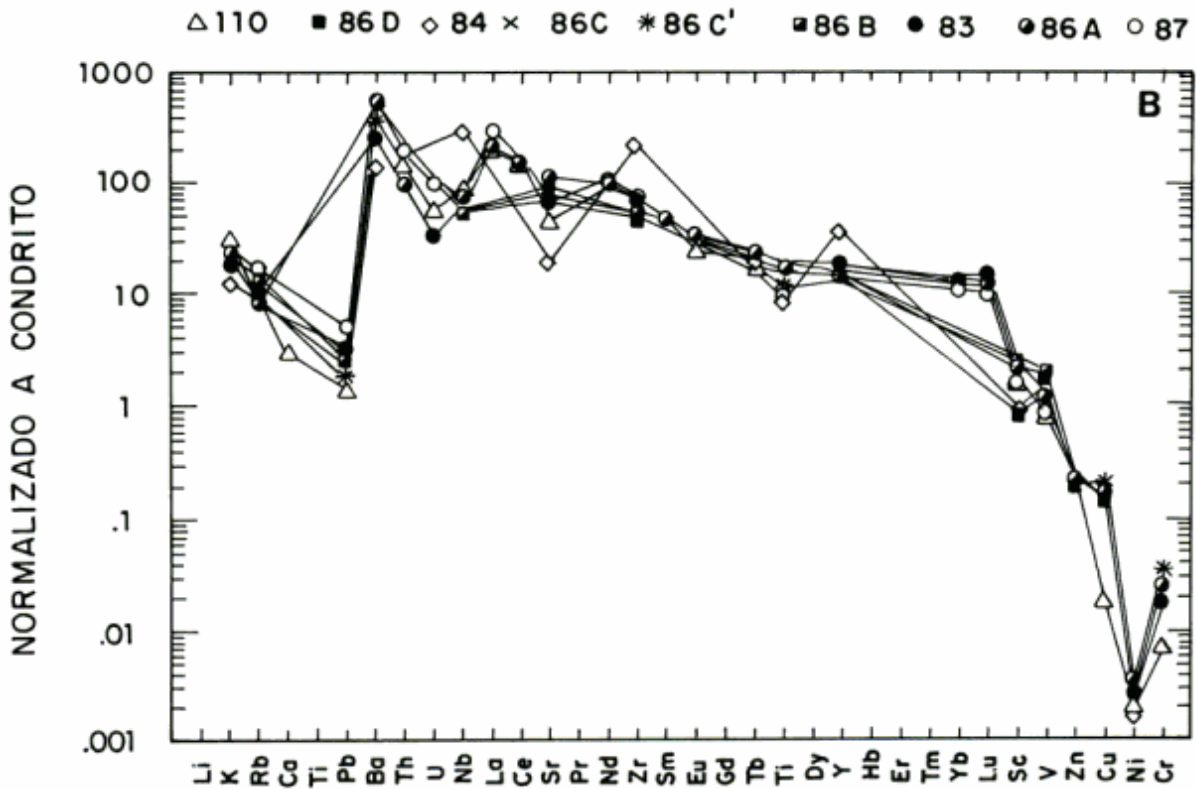
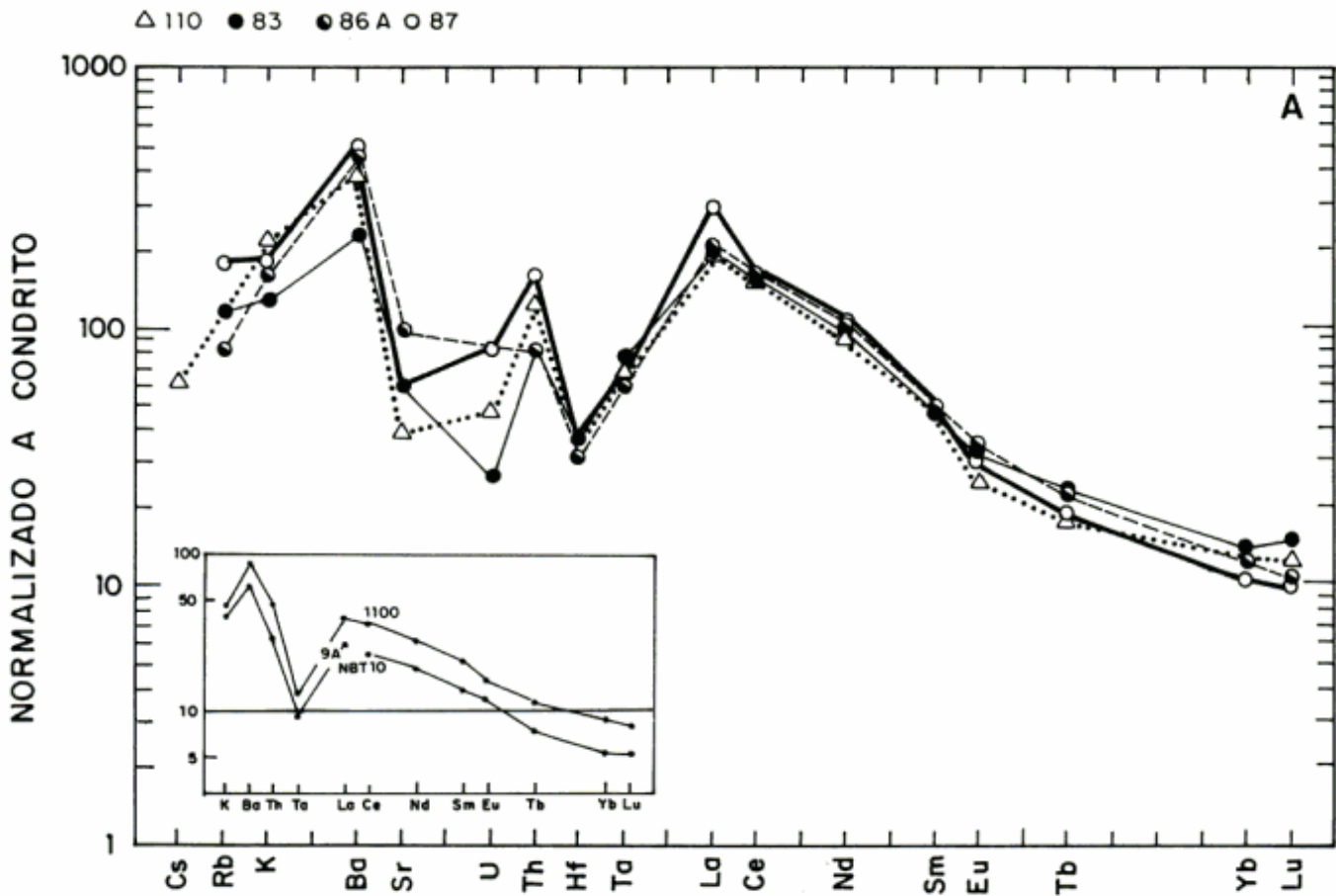


Figura 5: Diagrama Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Winchester y Floyd 1977). Los basaltos se desplazan del campo de los basaltos subalcalinos al de los alcalinos.

como un índice de diferenciación y la relación Nb/Y como indicador del grado de alcalinidad.

Una efectiva separación puede realizarse entre los campos de rocas alcalinas y subalcalinas, así también como determinar el tipo de roca volcánica. En el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Irvine y Baragar 1971) las rocas del Complejo Sierra de las Animas analizadas muestran una distribución en los campos alcalinos y subalcalinos (Fig. 4). Dada la alteración de estas rocas se analizó también su carácter alcalino sobre la base de elementos minoritarios. Como se observa en el diagrama de $\text{Zr}/\text{TiO}_2-\text{Nb}/\text{Y}$ de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 5) las muestras 83, 86 y 86C caen en el campo de los basaltos alcalinos, la 86B y 86D en el campo de los basaltos subalcalinos, mientras que las muestras 110, 87 y 86C* en el campo de las traquiandesitas y la 84 en el de las traquitas. Esta última presenta enriquecimiento en sílice debido, seguramente, por la cantidad de vacuolas que presenta. Estos basaltos presentan un contenido de TiO_2 entre 0,91 y 2,08 %. La comparación de los diagramas de las Fig. 3 y 4 permite inferir que dichas muestras no presentan una acusada alteración o modificación posterior.

Figura 6: a, Diagrama extendido de elementos traza para los basaltos de Piriápolis. En el recuadro superior derecho se muestra el diagrama extendido (Kay *et al.* 1991) normalizado a basaltos de dorsales oceánicas (para elementos volátiles) y condritos mostrando el rango de variación para las andesitas con un 49 a un 53% de SiO_2 en los Andes (28° a 33° S). Los factores de normalización son Cs (0,013), K (116), Ba (3,77), U (0,15), Th (0,05), Hf (0,22), La (0,378), Ce (0,976), Nd (0,716), Sm (0,23), Eu (0,0866), Tb (0,0589), Yb (0,249) y Lu (0,0387). **b,** Diagrama extendido de elementos traza para los basaltos de la región de Piriápolis. Normalizado a condritos, siendo los factores de normalización de Taylor y McLennan 1985.



De la interpretación de la distribución de los elementos tales como Th, Ta, La-Lu en los basaltos de Sierra de las Animas (Fig. 6a) se podrían sugerir ciertas similitudes con otras rocas volcánicas de margen continental activo de la cordillera Andina. Por ejemplo se pueden comparar estas rocas con los basaltos de las Formaciones Las Máquinas y Doña Ana presentadas por Kay *et al.* 1991. La alta pendiente entre el La y el Sm indicaría un bajo porcentaje de fusión, al igual que las altas cantidades de Nb. En la figura 6b se presenta la normalización a condrito.

Los basaltos de arco volcánico están caracterizados por un enriquecimiento general en los elementos incompatibles de bajo potencial iónico (LIL), tales como el Sr, K, Rb, y Ba comparado con el Ta e Yb. Los basaltos calcoalcalinos muestran un enriquecimiento en Ce, P y Sm, el que es atribuido a la introducción de fluidos acuosos y posiblemente a la fusión de sedimentos incorporados a la cuña astenosférica desde la litósfera oceánica (Kay 1977; Pearce 1982, 1983). Los basaltos transicionales de arco volcánico y los basaltos de arco continental presentan usualmente características algo semejantes a los basaltos tholeíticos de intraplaca, evidenciadas por el enriquecimiento en Ta, Nb, Zr, Hf y Ti comparados con los basaltos calcoalcalinos de arco oceánico. Sin embargo estas características se pueden deber a la naturaleza de la litósfera subcontinental involucrada en la génesis de estos magmas.

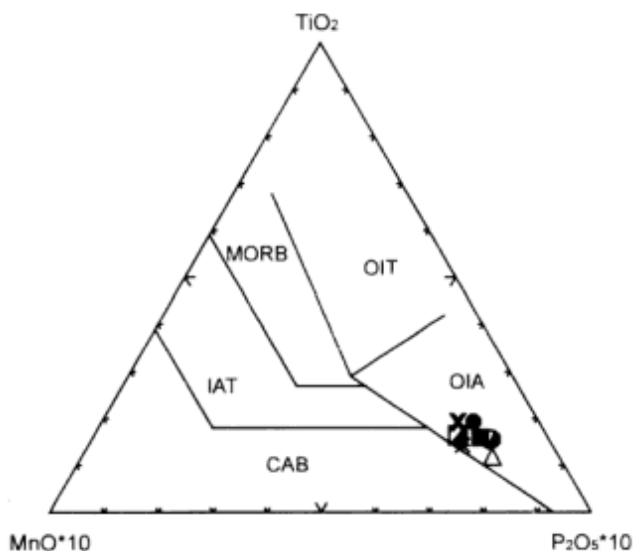


Figura 7: Diagrama discriminador Mn-Ti-P (Mullen 1983). Permite la separación de los MORB (basaltos de dorsales meso-oceánicas), IAT (tholeítas de arco islándico), CAB (basaltos calcoalcalinos), OIT (islas oceánicas tholeíticas) y OIA (islas oceánicas alcalinas). Los basaltos de la región de Piriápolis caen en el campo de los OIA (islas oceánicas alcalinas), véase explicación en el texto.

Ti-Mn-P

En el diagrama de discriminación tectonomagmático de Mullen (1983), para basaltos oceánicos las muestras con un porcentaje entre 45-54% de sílice da los siguientes tipos: MORB, OIT, OIA, IAT y CAB. Las muestras graficadas en este diagrama (Fig. 7) caen en el campo de los OIA (islas oceánicas alcalinas). Este diagrama resulta bastante útil ya que el Mn, Ti y P son relativamente inmóviles e insensitivos a los procesos hidrotermales en un rango de temperaturas equivalentes a facies de esquistos verdes (Rollinson 1993). Mullen (1983) aclara que las series de basaltos alcalinos de cuencas de trasarco (*back-arc*) y de rift, caen en los campos de las tholeítas de arcos islándicos (*ocean island tholeiites*, OIT) si son subalcalinos o en basaltos oceánicos alcalinos (*ocean island alkalic basalt*, OIA) cuando son alcalinos; lo que explicaría los resultados obtenidos.

Th-Hf-Ta

Este diagrama de discriminación tectonomagmático propuesto por Wood (1980) se basa en la relación entre los elementos inmóviles, HFS. El Th, Hf y Ta están presentes en muy bajas concentraciones en los basaltos. Este diagrama es sumamente útil para reconocer los distintos tipos de MORB, es aplicable a lavas ácidas e intermedias y es muy bueno, sobre todo, para identificar basaltos de arco volcánico. Las muestras analizadas (Fig. 8) caen en el campo de los basaltos calcoalcalinos (CAB). Sin embargo, tal como lo

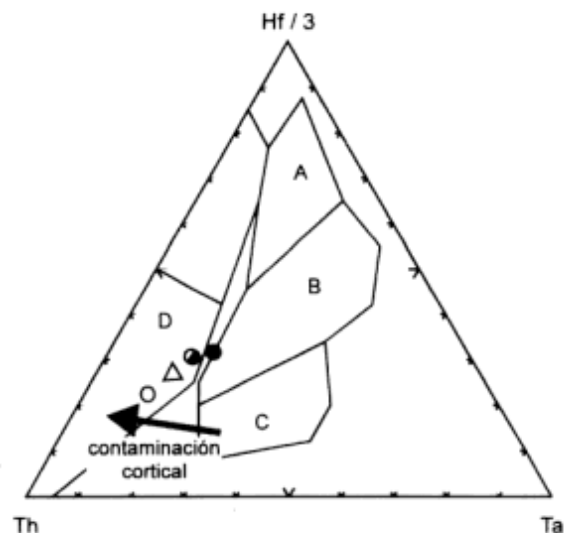


Figura 8: Diagrama de discriminación tectonomagmático de Wood (1980). Los basaltos de la región de Piriápolis caen en el campo de las tholeítas de intraplaca y en el campo de las lavas de arco calcoalcalinas (véase explicación en el texto). El campo A corresponde a N-MORB, B: E-MORB y lavas tholeíticas de intraplaca, C: lavas alcalinas de intraplaca y D lavas de arco.

sugieren Wood *et al.* (1979) y Wood (1980) los procesos de fusión parcial de la corteza continental o al pasaje de los magmas a través de una corteza mas silícea, rica en Th, pueden producir un incremento en la relación Th/Ta. Wood (1980) plantea que sólo un 2 o 3 % de contaminación genera cambios significativos en los elementos mayores y traza, produciendo además incrementos importantes en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e importantes decrecimientos en la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ si la corteza es vieja).

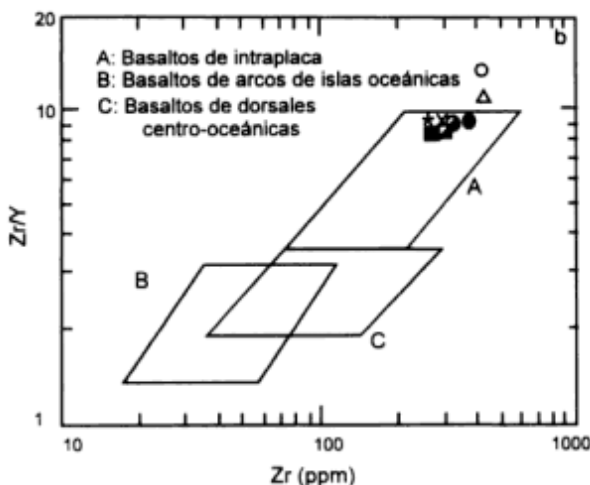
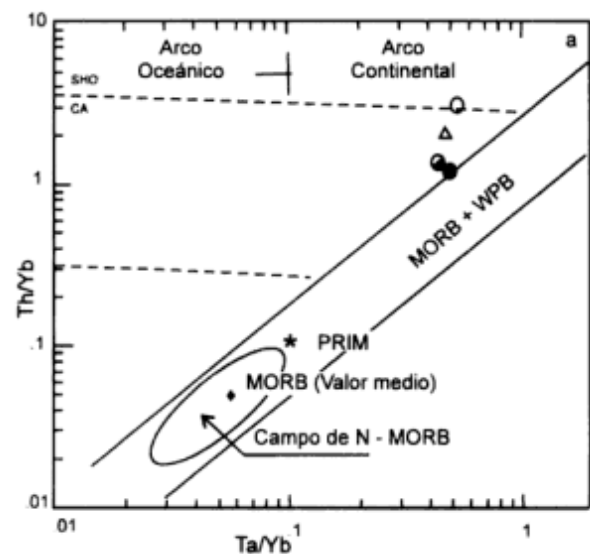


Figura 9: a, Diagrama de discriminación tectónica de Pearce (1983). Las muestras, en este diagrama, caen en el campo de los márgenes continentales activos (véase discusión en el texto). b, Diagrama de discriminación para basaltos de Pearce y Norry (1979). Los basaltos de la región de Piriápolis caen en el campo de los basaltos de intraplaca.

Th/Yb-Ta/Yb

En el diagrama de discriminación de basaltos de arco de Pearce (1983) las muestras graficadas caen en el campo de los arcos continentales (Fig. 9a), observándose una alta relación Th/Yb y relaciones Ta/Yb entre 0,4 y 0,6. En el diagrama, Zr-Zr/Y, de discriminación de Pearce y Norry (1979), las muestras (figura 9b) se ubican en el campo de los basaltos de intraplaca (*within plate basalts*, WPB). Estos autores sugieren que la relación Zr/Y es un índice de fraccionamiento, por lo que se deduce que los basaltos del Complejo Sierra de las Animas al tener altas relaciones Zr-Y presentan un alto porcentaje de fraccionamiento.

Zr-Nb-Y

En el diagrama de discriminación de Meschede (1986) las muestras graficadas (Fig. 10) caen en campo de los basaltos de intraplaca alcalinos. De todos los diagramas utilizados este es en el único donde la totalidad de las muestras caen en un mismo campo, corroborando no sólo la afinidad alcalina de los basaltos, sino también la tectogénesis de estos magmas.

Características del manto

Dado el comportamiento anómalo de algunos elementos en distintos diagramas discriminatorios se

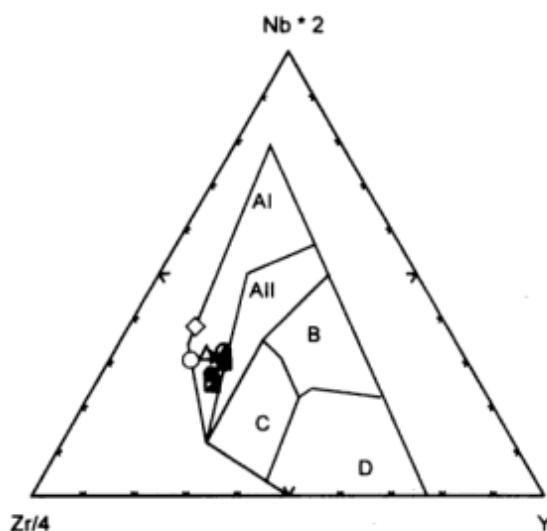


Figura 10: Diagrama de discriminación para basaltos (Meschede 1986). Los basaltos de la región de Piriápolis caen en el campo de los basaltos alcalinos de intraplaca. Los campos A I y A II corresponden a basaltos de intraplaca alcalinos y tholeiíticos, respectivamente; B a P-MORB; D a N-MORB y C y D a basaltos de arco volcánico.

recurrió a analizar las características del manto inferidas en estudios realizados en regiones vecinas, donde se contaban con datos isotópicos (Gibson *et al.* 1995).

Se compararon los resultados de los análisis químicos de los basaltos de Piriápolis con rocas ultramáficas de Paraná (Gibson *et al.* 1995) y con otras rocas de similares ambientes tectónicos como basaltos de plateau de Siberia (Wooden *et al.* 1993). Estos tres grupos de rocas presentan en común bajas relaciones Th/Ta las que indicarían rocas poco fraccionadas o bien un alto porcentaje de fusión.

Los estudios isotópicos realizados en la región de Paraná, tanto como los de Siberia, indican un manto enriquecido como la fuente principal de esos magmas. Si se comparan estos dos grupos de rocas con las de Piriápolis, se observa que todas tienen en común un relativo enriquecimiento en elementos incompatibles y elementos traza, por lo que se puede inferir que podrían haber sido generadas por una fuente vieja y enriquecida tal como lo sugieren Turner y Hawkesworth 1995; Gibson *et al.* 1995. Otra característica en común son las bajas relaciones Ta/Nb lo cual también indicaría una contaminación significativa debida a una corteza continental vieja (Wooden *et al.* 1993).

Las bajas relaciones de Nb/La son características de los basaltos continentales de inundación (*flood basalts*). De la Fig. 11 se infiere que los basaltos de Piriápolis presentan un mayor fraccionamiento que las rocas ultramáficas de Paraná en el sudeste de Brasil,

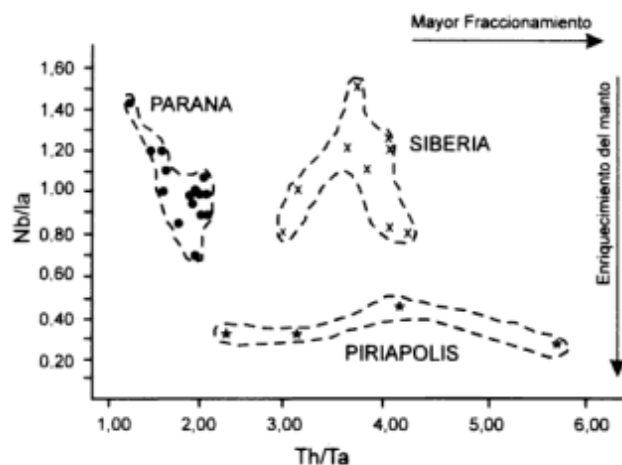


Figura 11: Relaciones Nb/La y Th/Ta que muestran un mayor enriquecimiento relativo del manto en las rocas máficas de Piriápolis en comparación a los basaltos de Paraná y Siberia, donde los estudios isotópicos han demostrado una fuente de manto enriquecido. Datos de Siberia según Wooden *et al.* (1993) y de Paraná de Gibson *et al.* (1995). Siberia, Nb/La: 1,2; 1,0; 1,0; 0,79; 1,25; 0,77; 1,18; 0,78; 1,5; 0,99. Th/Ta: 3,6; 3,8; 3,8; 4,0; 4,0; 4,2; 4,0; 3,0; 3,7; 3,3. Piriápolis, Nb/La: 0,45; 0,32; 0,32; 0,26. Th/Ta: 4,1; 2,4; 3,1; 5,6. Paraná, Nb/La: 1,08; 0,87; 1,04; 0,97; 0,88; 1,44; 1,2; 1,2; 1,15; 1,04; 0,94; 0,99; 0,84; 0,68. Th/Ta: 2,0; 2,06; 1,6; 2,03; 1,8; 1,3; 1,6; 1,53; 1,64; 1,91; 1,89; 1,87; 1,74; 1,91.

tal como es esperable sobre la base de su contenido en sílice. Asimismo, las relaciones Ta/La son bajas en estos tres grupos de rocas, corroborando una importante signatura cortical. Los promedios de estas relaciones son para Piriápolis de 0,034, para Paraná de 0,067 y para Siberia de 0,035.

Discusión

Se desprende tanto de los datos de campo como de la petrografía que los basaltos y rocas asociadas del Complejo Sierra de las Animas corresponden a un magmatismo bimodal, donde la serie ácida ha pasado por varios estadios de diferenciación magmática. Asimismo, la petrografía y la geoquímica de los basaltos muestran que son alcalinos y subalcalinos. Estas características son compatibles con la interpretación propuesta por otros autores, desde Walther (1919) a Oyhantçabal *et al.* (1993).

La presencia de xenolitos de ignimbritas en algunos de los basaltos podría no sólo corroborar la bimodalidad, sino también indicar, al menos una intermitencia entre los procesos magmáticos básicos y la actividad piroclástica que ocurrió durante los estadios iniciales del sistema extensional. De los términos ácidos las traquitas, sienitas y sienitas cuarzosas son ampliamente dominantes.

Sobre la base de los datos geológicos y de los diagramas de discriminación tectónica se desprende que los basaltos del Complejo Sierra de las Animas corresponden probablemente a un ambiente extensional de intraplaca. Estos basaltos estarían en discordancia, a igual que el resto del Complejo Sierra de las Animas, sobre las metamorfitas de bajo grado del Grupo Lavalleja.

La fuente de estos magmas, en forma similar a lo que acontece con magmatismos más jóvenes desarrollados en el sur de Brasil y norte de Uruguay, indican que se habrían desarrollado sobre un manto enriquecido, pudiendo haber sufrido también importantes procesos de contaminación cortical en su ascenso. Esto último también se desprende claramente del diagrama de Wood (1980), donde se observa un enriquecimiento en Th de los magmas, elemento incompatible de alta movilidad y concentración en la corteza, que se asimila en los procesos de fusión de la misma. Esto concuerda con lo expresado por Wang y Glover (1992) en las dificultades que surgen para separar basaltos continentales de otros que no lo son y de la aplicación en la interpretación de los diagramas discriminantes. Estos autores puntualizan en la dificultad de crear un diagrama discriminante universal para este tipo de basaltos.

Sobre la base de las relaciones de campo se infiere que la sedimentación de la Formación Playa Hermosa,

del Conglomerado La Cascada y el Conglomerado Los Burros serían posteriores al Complejo Sierra de las Animas. Sin embargo, los últimos eventos magmáticos de la región están representados por la intrusión de un conjunto de diques, tanto de microsienitas como de granófiros, que han recortado a dichas litologías, lo que muestra cierta sincroneidad entre el inicio de la sedimentación y los últimos eventos magmáticos. Esto permite corroborar la interpretación de esta unidad como tardía a post-tectónica en un régimen extensional.

Procesos de alteración hidrotermal, principalmente de epidotización, que produce un mayor empobrecimiento en las tierras raras pesadas (H-REE), y metamorfismo en facies esquistos verdes inferior (zona de clorita) afectaron tanto a los basaltos como a las secuencias sedimentarias. Estos procesos se ven claramente más marcados a unos 10 kilómetros al norte del área estudiada en este trabajo. Finalmente, eventos transcurrentes posteriores con dirección nort-sur foliaron y deformaron parte de las litologías.

El carácter continental y sus afinidades alcalinas mostradas por la petrografía y la geoquímica permiten corroborar la hipótesis propuesta por Bossi *et al.* (1994), quienes caracterizan al Complejo Sierra de las Animas como una suite volcánica y subvolcánica post-orogénica, emplazada en un ambiente extensional de intraplaca. Tal como lo sugiere Bailey (1983) la característica general de los magmas de las zonas de rift continental es su naturaleza alcalina, el enriquecimiento en volátiles y en elementos litófilos livianos (LIL). Estos rasgos son compatibles con un origen derivado de una fuente de manto enriquecido.

Las edades disponibles y las características de composición química permiten identificar un período de alivio extensional durante el Cámbrico con posterioridad a las últimas fases compresivas proterozoicas del ciclo brasiliano tal como lo postularon Bossi *et al.* (1994).

Se puede concluir que la caracterización del ambiente tectónico no puede basarse exclusivamente en las características geoquímicas, siendo necesario entender y conocer las características geológicas, petrográficas y estructurales para poder realizar una correcta evaluación del ambiente de formación.

Agradecimientos

La autora desea agradecer a la Fundación Antorchas por el financiamiento de los análisis químicos, a Víctor A. Ramos por sus discusiones y la lectura crítica del manuscrito, a E. Poma por sus enriquecedores comentarios durante la descripción petrográfica y a E. Llambías por sus interesantes observaciones durante la revisión del texto.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bailey, D.K., 1983. The chemical and thermal evolution of rifts. *Tectonophysics*, 94: 585-597. Amsterdam.
- Bossi, J., 1966. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Colección Ciencias, 2, 469 pp. Montevideo.
- Bossi, J. y Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, p. 343-356. España.
- Bossi, J. y Fernandez, A., 1963. Evidencias de diferenciación magmática al final del Gondwana uruguayo. *Boletín de la Universidad de Paraná*, 9: 1-20. Curitiba.
- Bossi, J. y Navarro, R., 1991. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, 1: 1-453. Montevideo.
- Bossi, J., Cingolani, C., Llambías, E., Varela, R. y Campal, N., 1994. Características del magmatismo post-orogénico finibrasiliano en el Uruguay, Formaciones Sierra de Ríos y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociencias* 23 (3).
- Caorsi, J. y Goñi, J., 1958. Geología Uruguaya. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 37: 1-73. Montevideo.
- Cingolani, C., Llambías, E., Varela, R., Campal, N. y Bossi, J., 1993. Avances sobre la cronoestratigrafía del magmatismo no-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Animas y Sierra de Ríos. En: *Actas de Resúmenes extensos del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata* 2: 63-68, Montevideo.
- Código Argentino de Estratigrafía, 1992. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64, Buenos Aires.
- Darwin, Ch., 1846. *Geological Observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of capt. FitzRoy, R.N during the years 1832-1836*, 276 pp., Smith, Elder & Co. London.
- D'Orbigny, A., 1844. *Voyage dans L'Amérique Méridionale*, Ed. Chez P. Bertrand, 3: 43-84. Paris.
- Floyd, P. y Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21: 291-306. Amsterdam.
- Gibson, S. A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P. y Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trinidad Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36: 189-229.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-547. Canadá.
- Kay, R.W., 1977. Geochemical constraints on the origin of aleutian magmas. En: Talwani, M. y Pitman, W.C. (Eds.): *Island Arcs, deep-sea trenches and back-arc basin*. American Geophysical Union, p. 229-242. Washington.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America, Special Paper, 265: 113-137. Boulder.
- Masquelin, H. C y Sanchez Bettucci, L., 1993. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la cuenca neoproterozoico-cámbrica de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23(4): 188-198. Sao Paulo.

- McMillan, J., 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay. Instituto Geológico del Uruguay, Boletín, 18: 1-60. Montevideo.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218. Amsterdam.
- Midot, D., 1984. Etude Geologique et Diagnostic Metallogénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay). Tesis de Doctorado, Université de Paris IV. (Inédita).
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53-62. Amsterdam.
- Oyhantçabal, P., De Souza, S. y Muzio, R., 1991. Contribución al conocimiento de la evolución del borde orogénico brasiliano en el Sur del Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. Montevideo.
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M.T y De Souza, S., 1993. Geología del extremo sur de la Formación Sierra de Animas (Uruguay). *Revista Brasileira de Geociencias*. Sao Paulo.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristic of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (Ed.): *Orogenic Andesites*. J. Wiley and Sons, p. 525-548. Chichester.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, p. 230-249. United Kingdom.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300. Amsterdam.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47. Amsterdam.
- Pharaoh, T.C. y Pearce, J.A., 1984. Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Research*, 25: 283-308. Amsterdam.
- Preciozzi, F., Spoturno, J. y Heinzen, W., 1979. Carta geoestructural del Uruguay, escala 1/2.000.000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, 62 pp. Montevideo.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P., 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, 92 pp. Montevideo.
- Preciozzi, F., Pena, S., Masquelin, H.C., Pias, J. y Tabó, F., 1989. Memoria explicativa del Fotoplano Piriápolis, Escala 1/100.000. Dirección Nacional de Minería y Geología-Facultad de Agronomía-Facultad de Humanidades y Ciencias, 11 pp. Montevideo.
- Preciozzi, F., Masquelin, H. y Sánchez Bettucci, L., 1993. Geología de la Porción sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio. En: *Guía de Excursión del 1º Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata*, p. 1-39. Montevideo.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, 351 pp. New York.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312pp. Oxford.
- Turner, S. y Hawkesworth, C., 1995. The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, 120: 295-314. Amsterdam.
- Walther, K., 1919. *Lineas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay*. *Revista del Instituto Nacional de Agronomía*, 2a Serie, 3: 3-67. Montevideo.
- Walther, K., 1927. Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. *Instituto de Geología y Perforaciones*, Boletín, 10: 1-381. Montevideo.
- Wang, P. y Glover, L., 1992. A tectonic test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth Science Reviews*, 33: 111-131. Amsterdam.
- Watters, B.R y Pearce, J.A., 1987. Metavolcanic rocks of the La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for volcanic arc origin. En: Pharaoh, T.C., Beckinsale, R.D. y Rickard, D. (Eds.): *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*, Published for The Geological Society by Blackwell Scientific Publications, p. 167-182. London.
- Williams, H., Turner, F.J. y Gilbert, Ch.M., 1980. *Petrografía*. Compañía Editorial Continental, 430 pp. México.
- Winchester, J.A y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. Amsterdam.
- Wood, D.A., 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30. Amsterdam.
- Wood, D.A., Joron, J.L. y Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 326-336. Amsterdam.
- Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.W., Knight, R.J. y Siems, D.F., 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 3677-3704.
- Yardley, B.W.D., 1988. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Harlow, 248 pp.

Recibido: 15 de setiembre, 1995

Aceptado: 3 de noviembre, 1996

Gastrópodos pérmicos (Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea y Subulitoidea) de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia del Chubut

Nora SABATTINI

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

ABSTRACT. Permian gastropods (Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea and Subulitoidea) from the Tepuel-Genoa Basin, Chubut Province. Four species, including two new ones, of Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea y Subulitoidea, are described from the Lower Permian: *Platyteichum tenuicostatum* n. sp. and *Cinclidonema sueroi* n. sp. are from the Tuberculatella Zone, and *Platyceras* (*Platyceras*) sp. and *Strobeus* sp. from the Neochonetes Zone. Species of *Cinclidonema* Chronic, *Platyceras* Conrad and *Strobeus* de Koninck are described for the first time from the Permian of Argentina; a Caenogastropod (*Strobeus* sp.) is recorded for the first time in the Upper Paleozoic of Argentina.

Introducción

Esta es una contribución al conocimiento de los gastrópodos marinos pérmicos de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut. Varias especies de gastrópodos, carboníferos y pérmicos, de la mencionada cuenca fueron dados a conocer con anterioridad por Sabattini y Noirat (1969), Sabattini (1975, 1978, 1992, 1995 a y b), Cúneo y Sabattini (1987) y Pujana (1989). La importancia estratigráfica de algunas especies de los mismos fué destacada por Sabattini y Noirat (1969), Sabattini (1978, 1984, 1992, 1995a y b) y Simanaukas y Sabattini (en prensa). Por ello, en las conclusiones de este trabajo, se incluyen observaciones sobre la ubicación estratigráfica de las especies de gastrópodos consideradas. En la parte correspondiente a sistemática se dan a conocer nuevas especies de los géneros *Platyteichum* Campbell y *Cinclidonema* Knight y se describen especies de los géneros *Platyceras* Conrad y *Strobeus* de Koninck, correspondiendo este último al primer registro de un representante del Orden Apogastropoda para el Paleozoico superior de Argentina. Las especies de los dos primeros géneros corresponden a la Zona de *Tuberculatella* y las de los dos últimos a la Zona de *Neochonetes*. Ambas zonas fueron consideradas de edad pérmica temprana por Simanaukas y Sabattini (en prensa).

El material descripto pertenece a colecciones efectuadas por T. Suero, R. Cúneo y la autora en

diferentes localidades (Fig. 1) y se halla depositado en el Departamento Científico de Paleozoología Invertebrados del Museo de Ciencias Naturales de La Plata (MLP).

Descripciones sistemáticas

En el presente trabajo se ha seguido la clasificación propuesta por Tracey *et al.* (1993).

Orden Archaeogastropoda Thiele
Suborden Vetigastropoda Salvini-Plawen
Superfamilia Pleurotomarioidea Swainson
Familia Eotomariidae Wenz
Género *Platyteichum* Campbell, 1953

Especie tipo: *Platyteichum costatum* Campbell, 1953 del Pérmico inferior de Australia, por designación original.

Distribución estratigráfica: Pérmico.

Distribución geográfica: Australia, Nueva Zelanda y Argentina.

Platyteichum tenuicostatum n. sp.

Fig. 2, A-B

1978. *Platyteichum?* sp., Sabattini: 51-52, lám. 3, figs. 4-5.

1984. *Platyteichum?* sp., Sabattini: 37.

Origen del nombre: Referido a las costillas espirales

más delicadas que en la especie tipo, *P. costatum* Campbell.

Holotipo: MLP 11827.

Paratipos: MLP 26495-26496.

Localidad tipo: Nivel de concreciones al oeste del puesto B. Aleman ubicado sobre la margen izquierda del cañadón Aguada Champosa, sierra de Languineo.

Posición estratigráfica: Zona de *Tuberculatella*, Sakmariano (Simanaukas y Sabbatini, en prensa).

Preservación: Moldes externos en concreciones.

Diagnosis: Espira moderadamente elevada. Selenizona angosta y periférica. Parte superior de la vuelta plana a convexa. Ornamentación espiral destacada, colabral delicada.

Descripción: Gastrópodo turbiniforme de tamaño mediano con seis vueltas. Espira moderadamente elevada. Suturas bien marcadas. La selenizona es angosta, marca la periferia y está limitada por dos agudas carenas. La parte superior de la vuelta comienza plana a suavemente cóncava, cerca de la sutura adapical, y luego se torna convexa; la parte inferior de la vuelta es marcadamente convexa. La ornamentación consiste en liras colabrales y espirales siendo estas últimas dominantes. En la parte superior de la última vuelta se observan 10 costillas espirales. Las líneas de crecimiento son en general delicadas pero en la última vuelta algunas son más prominentes. En la intersección de ambas ornamentaciones se ven pústulas. No se han observado los caracteres aperturales ni umbilicales.

Dimensiones (en mm): Holotipo MLP 11827: altura 14,7; ancho 14; ancho de la selenizona en la última vuelta 0,8; ancho de la selenizona en la espira 0,6; distancia selenizona-sutura abapical 0,7. Paratipo MLP 26495: ancho de la selenizona en la espira 0,7. Paratipo 26496: ancho 11,1; ancho de la selenizona en la última vuelta 0,8.

Comparaciones: La especie tipo es la más afín a la descripta: *P. costatum* Campbell (1953, págs. 23-24, lám. 6, figs. 1-11) de la Formación Ingelara, Artinskiano-Kunguriano (Dickins 1961; Archbold y Dickins 1991) del este de Australia. Esta especie se diferencia, sin embargo, por la superficie superior de la vuelta más plana y la ornamentación colabral más destacada. *P. johnstonei* Dickins (1961, p. 134-135, lám. 17, figs. 9-12) de las Formaciones Cundlego y Wandagee del oeste de Australia, de antigüedad artinskiana (Archbold y Dickins 1991) se distingue por tener las vueltas más redondeadas, probablemente en menor número (cinco), no presentar separación entre la selenizona y la sutura abapical, poseer 9 liras espirales en la parte superior de la vuelta y la ornamentación colabral más prominente. Por otra parte *Platyteichum?* sp. de Dickins (1961, p. 136-137, lám. 17, figs. 7-8) del Pérmico inferior del oeste de Australia se diferencia también por tener cinco vueltas

en ejemplares adultos, y de 11-15 liras espirales en la parte superior de la vuelta.

Superfamilia Trochoidea Rafinesque

Familia Holopeidae Wenz

Subfamilia Gyronematidae Knight

Género *Cinclidonema* Knight, 1945

Especie tipo: *Cinclidonema texanum* Knight, 1945, del Pennsylvaniano superior de Texas, por designación original.

Distribución estratigráfica: Carbonífero superior-Pérmico medio.

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

Cinclidonema sueroi nov. sp.

Fig. 2, C-H

1969. *Yunnania subpygmaea* (d'Orbigny), Sabbatini y Noirat: 108-109, lám. 2, figs. 10-11.

1979. *Yunnania subpygmaea* (d'Orbigny), Amos: 114 y fig. correspondiente.

Origen del nombre: Dedicada a T. Suero quien coleccionó todos los ejemplares aquí descritos de esta especie.

Holotipo: Espécimen en regular estado de preservación con molde interno y restos de conchilla reemplazada, MLP 26489.

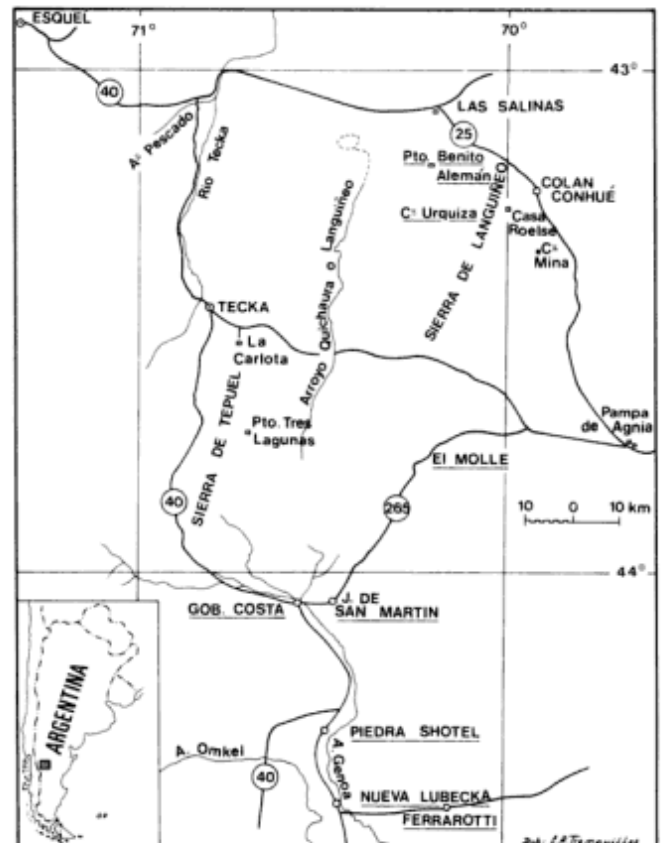


Figura 1: Mapa de ubicación de las localidades fosilíferas.

Localidad tipo: Nivel de lutitas, por debajo de concreciones, 2 km al norte 260° de Casa Roelse (Suero 1948, 1953).

Material: Localidad tipo: paratipos (MLP 26469-26471, 26475, 26477, 26483-26485, 26487, 26490-26492); nivel con concreciones del puesto La Carlota, 9 km al sudeste de Tecka: paratipos (MLP 10801 a-b); sierra de Tepuel: al norte del puesto Tres Lagunas (MLP 10802); sierra de Languiño: nivel lutitas al sur del cerro Mina, al sudeste de Colán-Conhué (MLP 10803); nivel de concreciones del cerro Urquiza (MLP 10804) y localidad tipo (MLP 26472-26474, 26476, 26478-26482, 26486, 26488 y 26494).

Posición estratigráfica: Zona de *Tuberculatella*, Sakmariano (Simanaukas y Sabbattini, en prensa).

Preservación: En la localidad tipo la mayoría son moldes internos con parte de la conchilla reemplazada mientras que en las restantes localidades son todos moldes externos.

Diagnosis: Especie con cinco vueltas redondeadas y plataforma subsutural. Liras espirales numerosas y bien desarrolladas, con otras de menor prominencia intercaladas.

Descripción: Gastrópodo de tamaño mediano, subturbinado, con espira pequeña, última vuelta grande y 5 vueltas en el adulto. Las vueltas son redondeadas con una pequeña plataforma debajo de la sutura apical. Suturas superficiales a moderadamente profundas. Ornamentación espiral con costillas agudas y prominentes e interespacios cóncavos, en algunos con costillas intercaladas de menor prominencia. El número de costillas alcanza a 33-40 en la última vuelta, incluyendo las intercaladas. Ornamentación colabral representada por delicadas líneas de crecimiento. Abertura redondeada pero formando una angulosidad en su parte superior en el contacto entre los labios parietal y externo. Labio columelar engrosado e inductura parietal. Base redondeada con seudo ombligo. Ángulo pleural 80°-90°.

Dimensiones (en mm):

Ejemplar MLP N°	Altura	Ancho
10801 a	14,0	14,0
26469	16,6	17,9
26470	28,3	25,2
26471	—	27,0
26475	23,0	22,8
26477	21,2	22,0
26483	22,4	19,0
26484	—	24,2
26485	12,8	13,2
26487	22,8	22,7
26489	23,1	23,2
26490	25,4	—
26491	12,0	11,8
26492	25,6	—

Observaciones: Como se aprecia en la Fig. 2, los

ejemplares juveniles (Fig. 2 C, D y E) difieren de los adultos (Fig. 2 F y G), motivo por el cual Sabbattini y Noirat (1969) describieron a los especímenes pequeños como pertenecientes a *Yunnania subpygmaea* (d'Orbigny). Posteriormente la autora observó la presencia en una de las localidades de ejemplares de apreciable tamaño, a los que consideró como pertenecientes al género *Cinclidonema* Knight, pero sólo el posterior hallazgo de material con formas de tamaño y caracteres intermedios, permitió analizar la variación ontogenética de esta especie e incluir todos los especímenes estudiados en la misma.

Comparaciones: Esta especie muestra gran similitud con la especie tipo *C. texanum* Knight (1945, lám. 80, figs. 4a-c) y con *Cinclidonema* aff. *C. texanum* Knight (Chronic, en Newell *et al.* 1953, lám. 27, figs. 11a-c) del Pennsylvaniano de Estados Unidos y Perú respectivamente. Los tamaños son comparables y la relación altura/ancho es en todos los casos cercana a la unidad. El ángulo pleural es ligeramente menor (80°-90°) en la especie argentina, siendo de 94° en la especie tipo y 107° en la especie peruana. En ésta, la última vuelta es mucho mayor que la espira, más de 9/10 de la altura de la conchilla, mientras que en la especie argentina la espira está un poco más desarrollada constituyendo la sexta parte de la altura total. En cuanto al número de liras espirales, en la especie argentina tiene 33-40 y es intermedia entre el material atribuido a la especie tipo, por Knight (1945) y los especímenes correspondientes a la especie descrita por Chronic (en Newell *et al.* 1953), los cuales poseen, respectivamente, más de 50 y 25. Es común la presencia de liras intercaladas al igual que en el material descrito por Knight (1945). Con respecto a *C. dignitas* Waterhouse (1963, p. 818-819, figs. 1, 4-6), del Sakmariano de Nueva Zelanda, la especie argentina se distingue por su mayor ángulo apical, baja espira, número de vueltas en el adulto (5) y presencia de costillas espirales intercaladas. De *Cinclidonema* n. sp. Waterhouse (1963, p. 819-820, figs. 7-9) del Kazaniano de Nueva Zelanda, se diferencia por presentar mayor ángulo pleural, tener labio columelar engrosado e inductura parietal y se asemeja en el escaso desarrollo de la plataforma y en poseer 5 vueltas.

Superfamilia Platyceratoidea Hall

Familia Platyceratidae Hall

Género *Platyceras* Conrad, 1840

Especie tipo: *Pileopsis vetusta* J. de C. Sowerby, 1829 del Carbonífero inferior de Irlanda, por designación subsecuente de Tate, 1869.

Distribución estratigráfica: Silúrico-Pérmico medio.

Distribución geográfica: Cosmopolita.

Subgénero *Platyceras* (*Platyceras*) Conrad, 1840

Distribución estratigráfica: Silúrico-Pérmico.

Distribución geográfica: Cosmopolita.

Platyceras (Platyceras) sp.

Fig. 2, I-J

Localidad: Ferraroti, al sur de la ruta provincial N° 23 (MLP 20748 y 26843).

Posición estratigráfica: Formación Río Genoa, nivel NF1 (Cúneo y Sabbatini 1987). Zona de *Neochonetes*, Artinskiano-Kunguriano (Simanaukas y Sabbatini, en prensa).

Preservación: Moldes externos.

Descripción: Gastrópodo pequeño con dos vueltas. Apice fuertemente enroscado. La segunda vuelta se expande rápidamente y se desenrosca. Ornamentado solo con líneas de crecimiento lamelosas e irregulares.

Dimensiones (en mm):

	Altura	Ancho	Altura apertural
MLP 20748	7,5	4,0	6,8
MLP 26843	9,1	5,0	3,3

Observaciones: Bowsher (1955) en su contribución sobre el origen y adaptación de los gastrópodos platycerátidos se ocupa de ilustrar con numerosos ejemplos el hábito coprófago del género *Platyceras*, el cual habría tenido un modo de vida sedentario hallándose fijo al cáliz de crinoideos, con la cavidad del manto ubicada sobre la abertura anal del mismo. En el caso de la especie descrita no se han encontrado ejemplares sobre los crinoideos en posición de vida aunque si se encuentran asociados con representantes desarticulados de este grupo. La presencia de crinoideos en el nivel que contiene la especie aquí descrita ya fue citada por Cúneo y Sabbatini (1987, Cuadro 1). Por otra parte, tal como se observa en los ejemplares descritos, Bowsher (1955) destaca también en su trabajo que las especies del género *Platyceras* correspondientes al Paleozoico superior carecen de ornamentación a excepción de las líneas de crecimiento.

Comparaciones: Esta especie presenta una cierta afinidad con *Platyceras* sp. mencionada e ilustrada por Sabbatini (1993, cuadro 1, lám 1, fig. 15) de la Formación Santa Elena, Mendoza; no obstante la ornamentación es diferente ya que en la especie mendocina las líneas de crecimiento son regulares y no lamelosas. La misma es reilustrada con fines comparativos en esta contribución (véase Fig. 2, K). *P. farleyensis* Fletcher (1958, págs. 126-127, lám. 8, fig. 6), del Pérmico de New South Wales, Australia, presenta alguna similitud en cuanto al número de vueltas, expansión de la segunda vuelta y ápice deprimido, pero difiere por ser la especie aquí descrita más pequeña y tener la segunda vuelta ligeramente separada evidenciando desenroscamiento. Por el tipo de ornamentación *Platyceras (P.)* sp. se asemeja a *Platyceras (P.) erectum* (Hall) tal cual fuera descrita e ilustrada por Rollins *et al.* (1971, págs. 162-163, fig. 18 G-K) del Devónico del Grupo Hamilton, EE.UU., la cual se distingue por su mayor tamaño y escotadura apertural.

Orden Apogastropoda Salvini-Plawen y Haszprunar
Suborden Caenogastropoda Cox
Superfamilia Subulitoidea Lindström
Familia Subulitidae Lindström
Subfamilia Soleniscidae Wenz

Género *Strobeus* de Koninck, 1881

Observaciones: De acuerdo con las restricciones efectuadas por Harper (1981) al empleo del género *Ianthinopsis* Meek y Worthen el material estudiado se ha ubicado en el género *Strobeus*.

Especie tipo: *Strobeus ventricosus* de Koninck, 1881, del Carbonífero de Bélgica, por designación original.

Distribución estratigráfica: Devónico-Pérmico.

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

Strobeus sp.

Fig. 2, L-N

Localidad y repositorio: Ferraroti, al sur de la ruta provincial N° 23. (MLP 20752 a-b y 20749 a-b).

Posición estratigráfica: Formación Río Genoa, nivel NF1 (Cúneo y Sabbatini 1987). Zona de *Neochonetes*, Pérmico inferior (Simanaukas y Sabbatini, en prensa).

Preservación: Moldes externos e internos.

Descripción: Gastrópodo pequeño, con espira relativamente alta. La última vuelta tiene un tamaño que aproximadamente duplica la altura de la espira. Las vueltas son convexas y las suturas poco notables. La superficie de la conchilla carece de ornamentación. En un solo ejemplar se ha podido observar lo que podría ser un pliegue columelar. También parece tener una escotadura sifonal anterior.

Dimensiones (en mm): Altura 4,5; ancho 3,5; ángulo pleural 70°; ángulo apical 55°.

Comparaciones: Esta especie exhibe cierta afinidad con *Ianthinopsis* sp. A, descrita por Gordon y Yochelson (1987, pág. 95, lám. 9, figs. 26-27) del Carbonífero de Utah, Estados Unidos, especialmente en el tamaño, convexidad de las vueltas, número de las mismas y carencia de ornamentación; no obstante la especie argentina se diferencia en la relación altura/ancho, en el ángulo pleural y en la posible presencia de pliegue columelar en la especie argentina. Por su tamaño también se asemeja a *Sphaerodoma* aff. *S. texana* Shumard (Girty 1915, pág. 109, lám. 11, fig. 7), del Pérmico de Nueva México, Estados Unidos, pero difiere por tener la espira más desarrollada. Otra forma con la cual es comparable por su tamaño y relación altura/ancho es *Strobeus* cf. *S. primigenius* (Conrad) (Schindel y Yochelson 1979, págs. 316-318, figs. 14-18), del Pennsylvaniano medio de Illinois, Estados Unidos, pero la misma tiene un perfil de las vueltas fusiforme. Otra especie comparable, *I. rectilinea* (Phillips) (Batten 1966, pág. 91, lám. 9, figs. 16-18), del Viseano de Bélgica, tiene el perfil de las vueltas y ángulo pleural semejantes, pero su pliegue

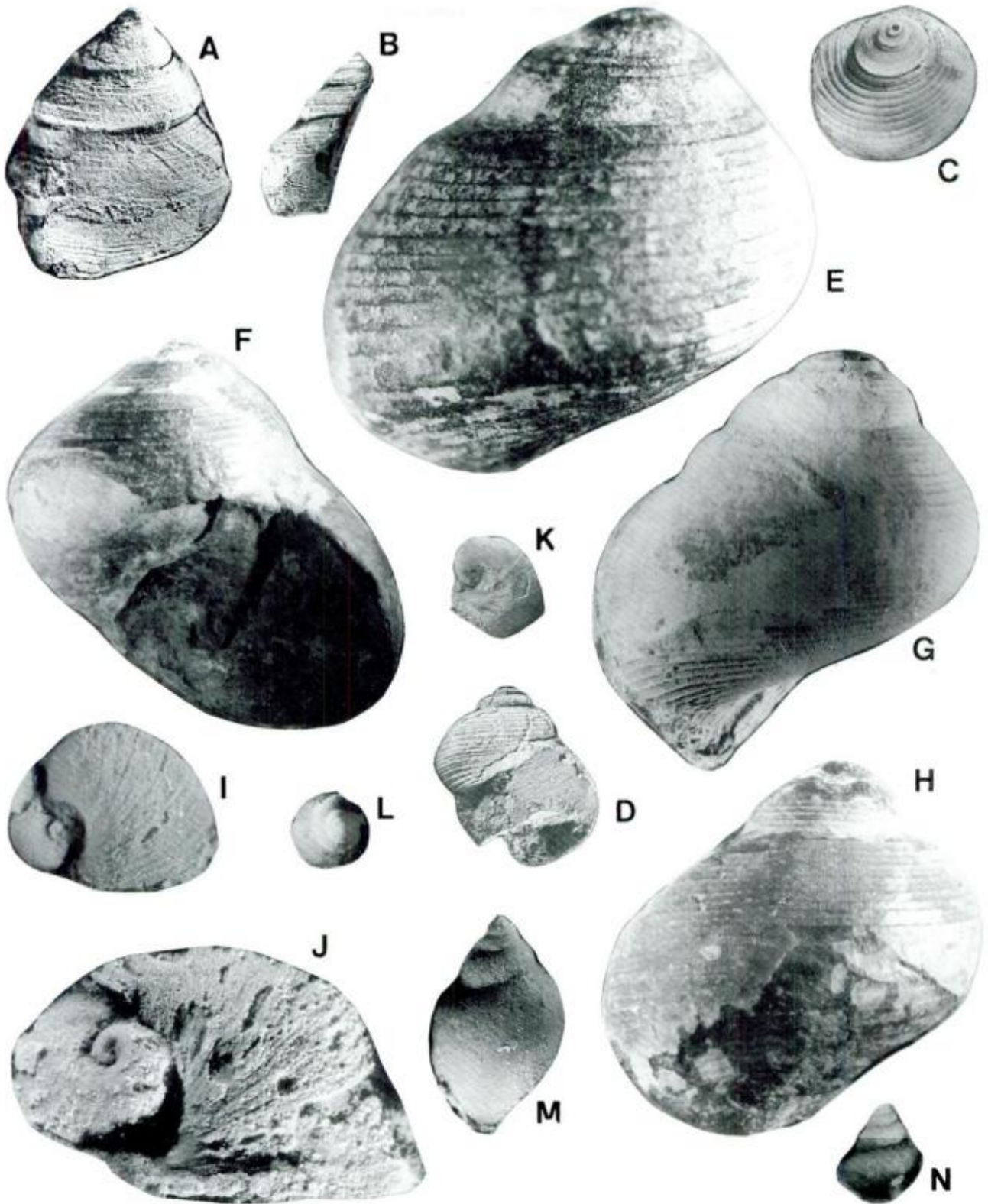


Figura 2: A-B. *Platyteichum tenuicostatum* n.sp. puesto B. Aleman: vista lateral, molde de látex del holotipo, MLP 11827 (X 3 y X 2); C-H. *Cinclidonema sueroi* n.sp.: C, vista apical oblicua, molde de látex, MLP 10801b (X 2,4), D, vista apertural, molde de látex, MLP 10801 a (X 2,4), La Carlota, E, vista lateral MLP 26491 (X 6,5), F, vista apertural MLP 26487 (X 3), G, vista lateral MLP 26490 (X 3), H, vista lateral del holotipo MLP 26489 (X 3), Casa Roelse; I-J, *Platyceras (Platyceras)* n. sp.: vistas apicales, moldes de látex, MLP 26843 y MLP 20748 (X 7,5), Ferraroti; K, *Platyceras* sp., vista apical, MLP 26210 (X 3), Uspallata; L-N. *Strobeus* sp.: L, vista apical, molde de látex, MLP 20752a (X 8), M, vista lateral, molde de látex, MLP 20752b (X 8), N, vista lateral de la espira, molde látex, MLP 20752c (X 8), Ferraroti.

columnelar es más prominente y su tamaño es mayor. Los ejemplares estudiados también evidencian afinidad con especies de *Soleniscus* Meek y Worthen y *Macrochilina* Bayle, pero las mismas son más fusiformes y poseen un más notable pliegue parietal y canal sifonal.

Conclusiones

1. Se da a conocer una nueva especie de *Platyteichum* Campbell la cual es significativa, por la distribución estratigráfica y geográfica del género (Artinskiano-Kunguriano de Australia, Nueva Zelanda y Argentina).

2. Por vez primera se describe una especie del género *Cinclidonema* Knight en el Paleozoico superior de Argentina, que presenta similitud con otras de Estados Unidos y Perú.

3. *Platyteichum tenuicostatum* n. sp. y *Cinclidonema sueroi* n. sp. pertenecen a la Zona de *Tuberculatella* (Simanauskas y Sabattini, en prensa) integrando un conjunto de fósiles donde los gastrópodos se hallan muy bien representados con formas diagnósticas para el Pérmico, i.e., *Nordospira yochelsoni* Sabattini (1995), especie, perteneciente a un género restringido al Pérmico, afín a *N. vostokovae* Yochelson (1966) del Artinskiano-Kunguriano de Alaska; *Glabrocingulum (Stenozone) argentinus* (Reed) perteneciente a un subgénero exclusivamente pérmico y comparable con *G. (S.) nodosuturala* Batten (1972) del Artinskiano superior-Kunguriano de Malasia; y *Callitomaria tepuelensis* Sabattini y Noirat (1969) comparable con *C. magna* Batten (1958) del Leonardiano superior de Texas.

4. Se describe un representante del subgénero *Platyceras (Platyceras)* Conrad, perteneciente al único grupo de gastrópodos coprófagos conocidos en la literatura.

5. Se da a conocer el primer registro de un Caenogastropoda en el Paleozoico superior de Argentina, con una especie del género *Strobeus* de Koninck.

6. *Platyceras (Platyceras)* sp. y *Strobeus* sp. corresponden a la Zona de *Neochonetes* (Simanauskas y Sabattini, en prensa), de antigüedad artinskiano-kunguriana de acuerdo con el registro (Simanauskas 1993) de: dos especies del subgénero *Neochonetes (Neochonetes)* Archbold, pertenecientes a las formas más tardías del linaje de *N. (Neochonetes) granulifer* de edad sakmariana y de *Kozlovskia* sp. nov. la cual es comparable a *Kozlovskia finlayensis* Cooper y Grant (1975) del Leonardiano de Texas. Con respecto a los gastrópodos se registran dos especies del subgénero *Glabrocingulum (Stenozone)* Batten, cuya edad ya fuera discutida, y una especie (Sabattini 1978) correspondiente a *Eirlysia* Batten (1956), género exclusivo del Pérmico y comparable con *E. exquisita*

Batten (1956) del Leonardiano-Guadalupeño de Texas.

Agradecimientos

Se agradece a los árbitros, J.M. Dickins y E.L. Yochelson las interesantes apreciaciones realizadas sobre este trabajo. La autora también desea expresar su reconocimiento a Víctor Melemenis por la dedicación puesta de manifiesto en la confección de los moldes que posibilitaron el desarrollo de este estudio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J., 1979. Guía Paleontológica Argentina. Parte 1: Paleozoico. Secciones 5-6: Faunas Carbónicas y Pérmicas. Publicación CONICET. Buenos Aires.
- Archbold, N.W. y Dickins, J.M., 1991. Australian Phanerozoic Timescale: 6. A standard for the Permian System in Australia. Bureau of Mineral Resources, Australia, Record 1989/36: 1-17. Canberra.
- Batten, R.L., 1956. Some new pleurotomarian gastropods from the Permian west Texas. Washington Academy of Sciences, Journal, 46 (2): 42-44. Washington.
- Batten, R.L., 1958. Permian Gastropods of the southwestern United States. Pt 2. Pleurotomariacea: Portlockiellidae, Phymatopleuridae and Eotomariidae. Bulletin of the American Museum of Natural History, 114 (2): 159-246. New York.
- Batten, R.L., 1966. The Lower Carboniferous Gastropod Fauna from the Hotwells Limestone of Compton Martin, Somerset. Palaeontographical Society Monographs, 2: 53-109. London.
- Batten, R.L., 1972. Permian Gastropods and Chitons from Perak, Malaysia. Part I. Chitons, Bellerophonitids, Euomphalids and Pleurotomarians. Bulletin of the American Museum of Natural History, 147 (1): 1-44. New York.
- Bowsher, A.L., 1955. Origin and adaptation of platyceratid gastropods. University of Kansas Paleontological Contributions, 17, Mollusca, 5: 1-11. Topeka.
- Campbell, K.S.W., 1953. The fauna of the Permo-Carboniferous Ingelara beds of Queensland. Papers Department of Geology University of Queensland, 4 (3): 1-30. Brisbane.
- Conrad, T.A., 1840. Third annual report on the palaeontological department of the survey. New York Geological Survey Annual Report, 4: 199-207. New York.
- Cooper, G.A. y Grant, R.E. 1975. Permian Brachiopods of west Texas III. Smithsonian Contributions to Paleobiology, 19: 795-1921. Washington.
- Cúneo, R. y Sabattini, N., 1987. Flora y fauna de la base de la Formación Río Genoa en la localidad Ferraroti, Pérmico inferior de Chubut, Argentina. Memorias 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 283-298. Santa Cruz de la Sierra.
- de Koninck, L.G., 1881. Faune du Calcaire Carbonifère de la Belgique. Troisième partie, Gastéropodes. Annales Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique, Serie Paleontologique, 6: 1-170. Bruselas.
- Dickins, J.M., 1961. The gastropod *Platyteichum* in the Permian of Western Australia. Palaeontology, 4 (1): 131-137. Londres.
- Fletcher, H.O., 1958. The Permian Gastropods of New South Wales. Records of the Australian Museum, 24 (10): 115-164. Sydney.

- Girty, G.H., 1915. Paleontology of the Manzano Group. Unites States Geological Survey, Bulletin, 389: 41-138. Washington.
- Gordon, M. Jr. y Yochelson, E.L., 1987. Late Mississippian Gastropods of the Chainman Shale, West-Central Utah. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1368: 1-112. Washington.
- Harper, J.A., 1981. The use-and misuse-of *Ianthinopsis* Meek and Worthen, 1866 (Mollusca, Gastropoda). *Journal of Paleontology*, 55: 180-195. Tulsa.
- Knight, J.B., 1945. Some new genera of Paleozoic Gastropoda. *Journal of Paleontology*, 19: 573-587. Tulsa.
- Knight, J.B., 1956. New families of gastropods. Washington Academy of Sciences, *Journal*, 46: 41-2. Washington.
- Newell, N.D., Chronic, J. y Roberts, T.G., 1953. Upper Paleozoic of Peru. Geological Society of America, *Memoirs*, 58: 1-276. Washington.
- Pujana, I., 1989. Hallazgo de invertebrados marinos neopaleozoicos en Tres Lagunas, provincia del Chubut y sus implicancias paleogeográficas. *Actas 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 4: 11-26. Mendoza.
- Rollins, H. B., Eldredge, N. y Spiller J., 1971. Gastropoda and Monoplacophora of the Solsville Member (Middle Devonian, Marcellus Formation) in the Chenango Valley, New York State. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 144 (2): 133-170. Nueva York.
- Sabattini, N., 1975. *Austroneilsonia* gen. nov. (Gastropoda) del Paleozoico superior de Argentina. *Ameghiniana*, 12 (4): 337-342. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1978. Gastrópodos Carbónicos y Pérmicos del Grupo Tepuel (Provincia de Chubut, Argentina). *Obra Centenario Museo de La Plata*, 5: 39-62. La Plata.
- Sabattini, N., 1984. Distribución geográfica y estratigráfica de los Gastropoda, Scaphopoda y Calyptoptomatida del Carbonífero y Pérmico de la Argentina. *Museo La Plata, Revista*, (n.s.) 8, *Paleontología* 49: 33-46. La Plata.
- Sabattini, N., 1992. Bellerophonacea (Gastropoda) del Pérmico inferior de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia de Chubut, Argentina. *Museo de La Plata, Notas*, 21, *Paleontología* 108: 209-215. La Plata.
- Sabattini, N., 1993. Invertebrados neopaleozoicos. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2 (7): 297-302. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1995a. *Straparollus (Straparollus) perminutus* (Gastropoda, Euomphalacea) de las Sierras de Tepuel y Languiño, Provincia del Chubut, República Argentina. *Museo de La Plata, Notas*, (N.S.), 21, *Paleontología* 110: 225-233. La Plata.
- Sabattini, N., 1995b. Una nueva especie de *Nordospira* Yochelson (Gastropoda) del Pérmico de la Cuenca Tepuel-Genoa (Chubut, Argentina). *Ameghiniana*, 32 (4): 365-367.
- Sabattini, N. y Noirat, S., 1969. Algunos Gastropoda de las Superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea y Platyceratacea del Paleozoico superior de Argentina. *Ameghiniana*, 6 (2): 98-118. Buenos Aires.
- Schindel, D.E. y Yochelson, E.L., 1979. Gastropoda of the Essex fauna, Francis Creek Shale (Middle Pennsylvanian), Northeastern Illinois. En: Nitecki (Ed.) *Mazon Creek Fossils*. P. 303-319. Academic Press. New York.
- Simanauskas, T. 1993. Las Superfamilias Chonetacea y Productacea (Brachiopoda) del Paleozoico superior de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia de Chubut. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 114 p. (inédito).
- Simanauskas, T. y Sabattini, N., en prensa. Bioestratigrafía del Paleozoico superior marino de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia de Chubut. *Ameghiniana*.
- Sowerby, J. de C., 1829. *The mineral conchology of Great Britain*. 6: 1826-1835. London.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras* 287: 31-48. Buenos Aires.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8 (1): 37-53. Buenos Aires.
- Tate, R., 1869. Appendix en: S.P. Woodward: *Manual of Mollusca*. 85 p. London.
- Tracey, S., Todd, J.A. y Erwin, D.H., 1993. Mollusca: Gastropoda. En: Benton, M.J. (Ed.): *The Fossil Record* 2: 131-167. Chapman y Hall. London.
- Waterhouse, J.B., 1963. Permian gastropods of New Zealand. Part 4. Platyceratacea, Anomphalacea, Neritacea, and correlations. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 6 (5): 817-842. Wellington.
- Yochelson, E.L. 1966. Some new Permian gastropods from Spitsbergen and Alaska. *Arbok norsk Polarinst*, 1965: 31-36. Oslo.

Recibido: 27 de marzo, 1996

Aceptado: 7 de noviembre, 1996

Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la provincia pegmatítica pampeana

Miguel Angel GALLISKI^{1,2}, Ernesto PERINO², José GASQUEZ²,
María Florencia MARQUEZ ZAVALIA^{1,3} y Roberto OLSINA^{2,3}

¹IANIGLA-CRICYT y Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis,
Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis

²Departamento de Química, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *K-feldspar and white mica trace-element contents as a geochemical guide for pegmatite exploration in the Pampean Pegmatitic Province.* K₂O, P₂O₅, Rb, Cs, Ba, Sr, and Ga, in K-feldspars and the same elements plus Nb and Ta in white micas from pegmatites of different pegmatitic fields of Pampean Pegmatitic Province were analyzed by X-ray fluorescence spectroscopy. The goal of this study was to test the value of XRF analyses in geochemical prospecting of Ta-mineralization and to check whether the analytical data could be used to identify the different classes and types of the pegmatites present where the field observations were not diagnostic enough. The results obtained correlate well with the established patterns of geochemical fractionation in other pegmatitic fields, and show that the method is a useful tool for prospecting programmes. The best results for the quick determination of pegmatite type, geochemical signature and probable mineralization were obtained using K/Rb-Cs and K/Rb-P₂O₅ relations from K-feldspar. K/Rb-Cs/Ba and K/Rb-K/Cs diagrams in white micas were the best for establishing the different types of pegmatites; K/Rb-Ta and Ta-Cs are good guides for discovering potential Ta-mineralization. The geochemical results obtained match very well with the production records or inferred geological reserves of the pegmatites studied.

Introducción

La geoquímica de elementos traza ha sido utilizada como una herramienta adecuada para la exploración de pegmatitas. Se ha empleado junto con las observaciones de campo, especialmente de estructura interna y paragénesis, para evaluar el potencial económico de estos depósitos en algunos elementos como Be, Ta, Sn y Li (Heinrich 1962; Beus 1966; Gordiyenko 1971; Cerný 1989; Möller y Morteani 1987; Morteani y Gaupp 1989; Smeds 1992). Ella también ha facilitado la determinación de las tendencias de fraccionamiento en poblaciones cogenéticas (Trueman y Cerný 1982) o ha servido para identificar la tipología de las pegmatitas en el contexto de clasificaciones modernas (Gordiyenko 1971, 1976; Cerný 1989; Trueman y Cerný 1982).

En Argentina los únicos antecedentes disponibles basados en esta metodología fueron obtenidos en algunas pegmatitas de las Sierras Pampeanas por Technostone (1990) y publicados por Morteani *et al.* (1995).

En este trabajo se dan a conocer los resultados iniciales conseguidos trabajando con K₂O, P₂O₅, y

elementos traza contenidos en feldespatos potásicos y muscovitas de pegmatitas de Salta, San Juan, San Luis y Córdoba. La intención ha sido calibrar la técnica y estudiar su aplicabilidad para explorar pegmatitas, en el marco de un proyecto de investigación sobre la mineralogía, geoquímica y metalogénesis de estos yacimientos de la Provincia Pegmatítica Pampeana.

Fundamentos, muestreos y análisis

La clasificación actual de pegmatitas graníticas en clases, tipos y firmas diferentes también admite la posibilidad de distintos orígenes (Cerný 1991a y b). Sin embargo, especialmente para las pegmatitas de elementos raros, predominan las opiniones que las consideran provenientes de procesos de diferenciación magmática extrema, donde los distintos cuerpos de una población cogenética muestran un grado variable de evolución geoquímica. Si se analizan minerales en cuya composición intervienen elementos indicadores del fraccionamiento alcanzado o pares de elementos cuyas razones varían proporcionalmente con el proceso de diferenciación, se puede inferir la tipología de la

pegmatita o establecer el potencial económico en yacimientos cuya compleja naturaleza los hace de por sí difíciles de evaluar.

Existen muchos minerales pegmatíticos apropiados para estos estudios como feldespato potásico, albita, muscovita, columbita, berilo, granate o apatita. No obstante, en razón de su abundancia es conveniente utilizar minerales esenciales como feldespato potásico y albita o minerales accesorios mayores como muscovita, dado que el cuarzo es menos sensible a variaciones composicionales significativas (e.g. Scrön *et al.* 1988).

En los feldespatos potásicos de las pegmatitas el K es sustituido por Ba y Sr que son elementos compatibles y por Li, Rb, Cs, Tl, NH, y Pb que son incompatibles (Cerný 1994). Debido a este comportamiento, en las etapas iniciales cristaliza feldespato potásico con los mayores contenidos de Ba y Sr, elementos que disminuyen a medida que avanza el proceso de cristalización fraccionada. El reemplazo de K por Rb y Cs en cambio, aumenta con la diferenciación magmática determinando rangos específicos para cada tipo de pegmatita, los cuales son indicativos del grado de evolución geoquímica alcanzado (Gordiyenko 1971).

En consecuencia, las razones K/Rb y K/Cs expresan aproximadamente el grado de fraccionamiento geoquímico logrado y son utilizadas gráficamente en relación a otros elementos que permiten refinar la información respecto a la clasificación de la pegmatita o a su nivel de mineralización.

En las muscovitas en general, las tendencias de estos elementos tienen comportamientos similares, mientras que Ta, Nb y Ga son indicadores específicos del nivel potencial de mineralización alcanzado (Möller y Morteani 1987; Morteani y Gaupp 1989).

Durante la cristalización de cada pegmatita también se produce un fraccionamiento importante que condiciona la metodología de muestreo para que los datos sean comparables. Por este motivo se muestrearon feldespatos potásicos preferiblemente de las zonas intermedias, con textura en bloques siempre que fue posible. Se obtuvieron unas cinco muestras por cada pegmatita de las cuales se seleccionaron bajo lupa binocular las más frescas. Se realizó una molienda gruesa por percusión en mortero de Abich a un tamaño de 2 - 3 mm y luego se seleccionaron 2 g sin inclusiones ni alteraciones que fueron molidos en mortero de ágata.

Como las micas presentan dificultades para diferenciar entre las de origen primario y las de reemplazo, se utilizaron las de grano mayor de 0,5 cm. Se cortaron o separaron en escamas de 2 cm que fueron seleccionadas bajo lupa binocular y luego molidas en mortero de ágata. Las muestras de Salta se obtuvieron previamente sin tomar estas precauciones pero en general son equivalentes, aunque algunos ejemplares son litíferos. La técnica de análisis utilizada fue fluorescencia de rayos X con un espectrómetro Phillips PW1400, automático y la metodología ha sido descrita por Perino *et al.* (1994). Los límites de determinación calculados son los siguientes en ppm: K = 8, P = 7, Rb = 5, Cs = 6, Sr = 8, Ba = 5, Ga = 4, Nb = 15, Ta = 6.

Marco geológico y tipología de las pegmatitas investigadas

En la Fig. 1 se encuentra la ubicación de las pegmatitas estudiadas. Las pegmatitas de Salta pertenecen al distrito El Quemado, el más septentrional del cinturón de pegmatitas de elementos raros de la Provincia Pegmatítica Pampeana definida por Galliski (1992, 1994a y b). Se trata de pegmatitas de signatura LCT que fueron explotadas para obtener tantalio y bismuto (Galliski 1983). Entre ellas Santa Elena y El Quemado son de tipo complejo, subtipo espodumeno, mientras que Tres Tetas y El Peñón son de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato.

Las pegmatitas de San Juan se encuentran en la vertiente oriental de la sierra de Valle Fértil. Los

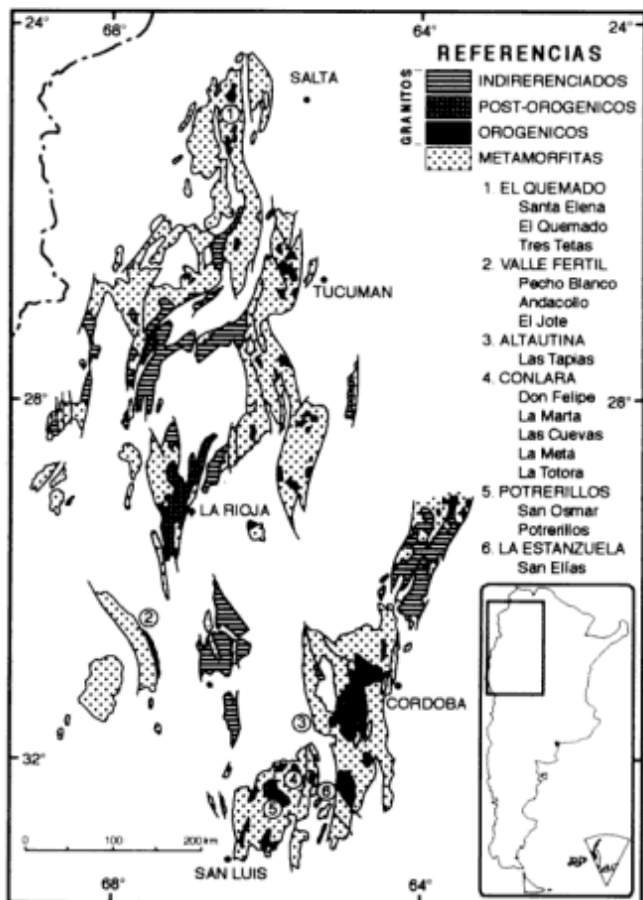


Figura 1: Ubicación de los distritos mineros que contienen las pegmatitas estudiadas, en el mapa base de la Provincia Pegmatítica Pampeana, simplificado de Galliski 1994a.

Tabla 1: Resultados analíticos sintetizados.

PEGMATITA	FELDESPATOS								MUSCOVITAS									
		K2O	P2O5	Rb	Cs	Sr	Ba	Ga		K2O	P2O5	Rb	Cs	Sr	Ba	Ga	Nb	Ta
Pecho Blanco	m	12.68	0.03	333	6	29	166	6	m	10.56	0.01	452	6	14	20	108	471	6
	M	13.85	0.07	482	6	80	2149	12	M	10.89	0.04	809	11	38	46	120	665	16
	X4	13.37	0.05	402	6	47	776	9	X5	10.67	0.02	624	8	24	29	113	526	8
Andacollo	m	12.49	0.01	185	6	19	6	5	m	10.54	0.01	274	6	24	22	98	229	6
	M	12.81	0.08	495	7	103	357	11	M	10.65	0.04	642	66	32	51	101	255	6
	X4	12.62	0.03	392	6	44	98	7	X2	10.60	0.02	458	36	28	36	99	242	6
El Jote	m	12.62	0.02	199	6	36	21	5	m	10.18	0.01	677	6	9	5	80	237	6
	M	14.60	0.09	368	6	73	2769	12	M	10.65	0.03	1110	13	33	59	157	573	38
	X7	13.56	0.05	288	6	46	586	8	X9	10.44	0.02	876	8	21	26	133	494	16
Don Felipe	m	13.27	0.02	196	6	58	271	4	m	9.30	0.01	1291	68	12	5	88	198	30
	M	14.04	0.05	431	19	306	9430	8	M	10.68	0.03	1167	93	43	21	107	308	67
	X6	13.61	0.03	284	12	164	3205	6	X5	10.11	0.02	1233	82	26	13	99	252	50
Tres Tetras	m	10.90	0.79	2700	108	31	5	14	m	9.88	0.07	3918	15	13	10	176	261	38
	M	12.65	1.06	3071	136	615	347	18	M	10.12	0.08	4488	181	30	32	181	383	45
	X4	11.88	0.92	2916	120	213	70	16	X3	10.00	0.07	4249	117	23	18	178	316	41
El Peñón	m	11.53	0.34	7260	204	15	7	6	m	9.49	0.02	2387	172	26	6	25	50	25
	M	13.42	0.65	10433	1526	116	13	17	M	10.42	0.31	5681	2536	62	156	130	190	150
	X5	12.8	0.49	8623	695	61	9	11	X5	9.99	0.14	4305	803	41	54	89	110	84
La Marta	m	12.31	0.13	239	9	28	15	6	m	9.49	0.01	912	98	25	11	44	123	16
	M	13.37	0.21	2203	95	87	123	11	M	10.54	0.06	3182	370	62	256	103	358	151
	X6	12.68	0.17	1400	57	61	43	7	X7	10.05	0.04	2571	194	40	62	88	261	51
Santa Elena		14.26	0.45	3830	485	211	340	8	m	8.38	0.1	2946	173	41	12	47	35	17
	1								M	10.57	0.94	16559	7123	78	44	158	673	1468
									X4	9.49	0.33	8135	2807	57	26	101	275	604
El Quemado	m	12.68	0.21	7212	6	63	5	22	m	9.66	0.02	8713	481	25	11	241	50	70
	M	13.21	1.04	7902	473	101	12	30	M	9.76	0.11	11323	1239	49	31	322	119	180
	X3	12.94	0.63	7557	285	76	7	26	X3	9.70	0.07	9682	798	39	24	269	80	119
Las Cuevas	m	10.45	0.02	255	39	45	5	6	m	10.09	0.02	1760	85	6	23	98	160	6
	M	13.18	0.22	2931	414	241	753	7	M	10.59	0.05	3695	269	59	36	125	226	44
	X6	12.19	0.14	1369	209	142	454	6	X5	10.37	0.03	2716	159	22	32	114	182	19
La Meta	m	12.63	0.08	1643	76	26	5	4	m	10.00	0.04	2389	6	15	15	52	58	22
	M	13.39	0.42	10337	1780	69	35	10	M	10.53	0.07	4091	2663	47	133	103	168	126
	X6	13.03	0.29	4659	647	45	18	6	X4	10.33	0.05	2900	838	25	56	87	119	52
La Totorá		12.63	0.48	5162	500	43	5	9	m	9.81	0.01	4301	190	22	7	54	19	44
	1								M	10.49	0.04	8648	2292	44	198	120	229	105
									X6	10.20	0.03	4897	842	33	59	116	150	70
Las Tapias	m	12.21	0.02	1432	95	63	12	6	m	9.49	0.01	2004	170	20	22	69	178	32
	M	12.93	0.04	2229	186	107	17	7	M	10.19	0.04	3169	222	56	25	86	322	52
	X4	12.50	0.03	1913	139	84	15	6	X4	9.93	0.03	2138	213	38	23	79	277	43
San Elias	m	11.84	0.26	2345	393	18	5	7	m	10.18	0.07	1430	6	13	25	113	51	46
	M	13.79	0.87	7793	3306	80	201	17	M	10.49	0.11	9996	3164	28	129	203	299	204
	X5	12.63	0.57	4085	1550	44	91	11	X5	10.29	0.08	4351	746	19	48	162	157	89
San Osmar	m	11.95	0.01	426	10	38	59	12	m	10.26	0.01	750	28	10	168	112	7	6
	M	12.90	0.15	575	16	114	195	18	M	10.72	0.03	976	52	34	218	116	15	9
	X6	12.29	0.04	484	14	68	123	15	X5	10.46	0.02	879	35	20	191	114	12	8
Potrerillos	m	12.20	0.02	482	12	47	23	18	m	9.95	0.01	1600	114	18	192	163	240	6
	M	12.46	0.04	1013	31	142	533	21	M	10.57	0.02	1938	134	36	441	174	296	23
	X5	12.34	0.03	737	18	88	319	19	X5	10.31	0.02	1779	123	26	271	169	262	10

Referencias: m=mínimo; M=máximo; Xn=promedio de n; K₂O y P₂O₅ en %; el resto en ppm.

cuerpos denominados Pecho Blanco, Andacollo y El Jote son explotados para la obtención de feldespato, cuarzo y muscovita y fueron agrupados en un distrito de clase muscovita, aunque puede haber transiciones a

pegmatitas abisales o de elementos raros (Herrera 1958; Galliski 1994a).

En la provincia de San Luis se investigaron pegmatitas pertenecientes a los distritos Conlara y La

Estanzuela. La pegmatita Don Felipe se encuentra emplazada en gneises y ha sido explotada por feldespato y cuarzo, contiene escaso berilo y posiblemente se trata de un cuerpo estéril. La pegmatita La Marta es parecida pero ya tiene mejor definido su perfil de tipo berilo. Las Cuevas, La Totorá y La Meta pertenecen a la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno mientras que San Elías es de subtipo lepidolita. Todas ellas son pegmatitas orogénicas de filiación LCT formadas probablemente durante el Paleozoico temprano (Galliski 1994b).

Las pegmatitas San Osmar y Potrerillos se encuentran emplazadas en el granito de Potrerillos, son cuerpos estériles de signatura NYF o Híbrida y de edad posiblemente carbonífera temprana.

La pegmatita Las Tapias es de tipo complejo subtipo espodumeno, aunque también produjo gran cantidad de berilo, y pertenece al distrito Altautina ubicado en la provincia de Córdoba.

Resultados

Se analizaron 73 muestras de feldespatos potásicos y 77 de muscovita; los resultados analíticos obtenidos se encuentran sintetizados en la Tabla 1 y proyectados en las Figs. 2 y 3.

Feldespatos Potásicos

Los rangos de K_2O se encuentran comprendidos entre 10,45 y 14,60%; aunque no hay diferencias marcadas, los valores más altos predominan en las pegmatitas de clase muscovita y en las de clase elementos raros estériles o de tipo berilo, disminuyendo hacia las de tipo complejo.

Para Rb se han encontrado valores comprendidos entre 185 y 10433 ppm. La relación K/Rb es una de las que mejor expresa el grado de evolución geoquímica existente cuando cristalizó el mineral y se la utiliza en la mayoría de los diagramas.

El contenido de P_2O_5 varía entre 0,01 y 1,06%. El diagrama K/Rb- P_2O_5 (Fig. 2a) muestra a las pegmatitas de clase muscovita, a las vinculadas a los granitoides de Potrerillos y a las estériles de signatura LCT, agrupadas preferiblemente por debajo de 0,1% de P_2O_5 . Por encima de este umbral se encuentra la mayoría de las pegmatitas evolucionadas de signatura LCT. El Cs tiene un rango de participación variable desde menos del límite de determinación a 3306 ppm para un valor extremo de una pegmatita muy evolucionada de subtipo lepidolita como San Elías. El diagrama K/Rb-Cs (Fig. 2b) es muy significativo porque logra una adecuada discriminación entre pegmatitas de clase muscovita como las de San Juan y pegmatitas de

signatura LCT estériles o con poco berilo (Cs = 10-50 ppm), de los cuerpos más evolucionados de tipo berilo o complejo, para culminar con los de subtipo lepidolita. El rango de variación del Cs en cada pegmatita es bajo en los tipos primitivos y aumenta hacia los más evolucionados. Precisamente en las pegmatitas Las Tapias y Las Cuevas, que son cuerpos grandes de tipo complejo, subtipo espodumeno, pero con significativa mineralización de berilo, aumenta la diferenciación de tal forma que los feldespatos potásicos iniciales caen en el campo 1 y los posteriores en los campos 2 y 3. El diagrama K/Cs-Rb (Fig. 2c) también permite una satisfactoria discriminación de la tipología de las pegmatitas, pero con menor precisión en el deslinde entre los grupos 2 y 3.

El Sr varía de 15 a 615 ppm. El diagrama de variación en relación a K/Rb no muestra una discriminación satisfactoria y no se lo incluye. En cambio, el diagrama K/Rb-Rb/Sr (Fig. 2d) subraya la tendencia de fraccionamiento de las pegmatitas y permite distinguir hasta cuatro subpoblaciones diferentes. Sin embargo, ellas no son estrictamente equivalentes a los grupos de la Fig. 2b. La subpoblación menos evolucionada geoquímicamente contiene feldespatos de pegmatitas de clase muscovita y de cuerpos primitivos de signatura LCT. En la siguiente se encuentran los feldespatos de pegmatitas de signatura NYF, de signatura LCT preferiblemente de tipo berilo y de algunas pegmatitas de clase muscovita. Las dos subpoblaciones restantes solamente contienen feldespatos de pegmatitas de signatura LCT, preferiblemente de tipo complejo, subtipo espodumeno, con algunos feldespatos de los cuerpos fuertemente evolucionados como El Quemado, La Meta y San Elías visiblemente separados del resto.

El Ba está contenido desde menos del límite de determinación a 9430 ppm. Abarca un amplio espectro y a juzgar por la dispersión de los resultados individuales marca muy bien y mejor que Sr el fraccionamiento interno de cada pegmatita producido por cristalización en desequilibrio, especialmente en unidades de clase muscovita o de elementos raros estériles (Fig. 2e).

El Ga tiene un rango de menos de 6 a 30 ppm. Se encuentra comparativamente enriquecido aproximadamente al doble en las pegmatitas de signatura LCT bien evolucionadas del distrito El Quemado y en las pegmatitas asociadas al granito Potrerillos de San Luis (Fig. 2f).

Muscovitas

Los porcentajes de K_2O obtenidos en las muscovitas se encuentran comprendidos entre 8,38 y 10,89%. Como es previsible por razones cristalóquímicas, su contenido disminuye en función del aumento

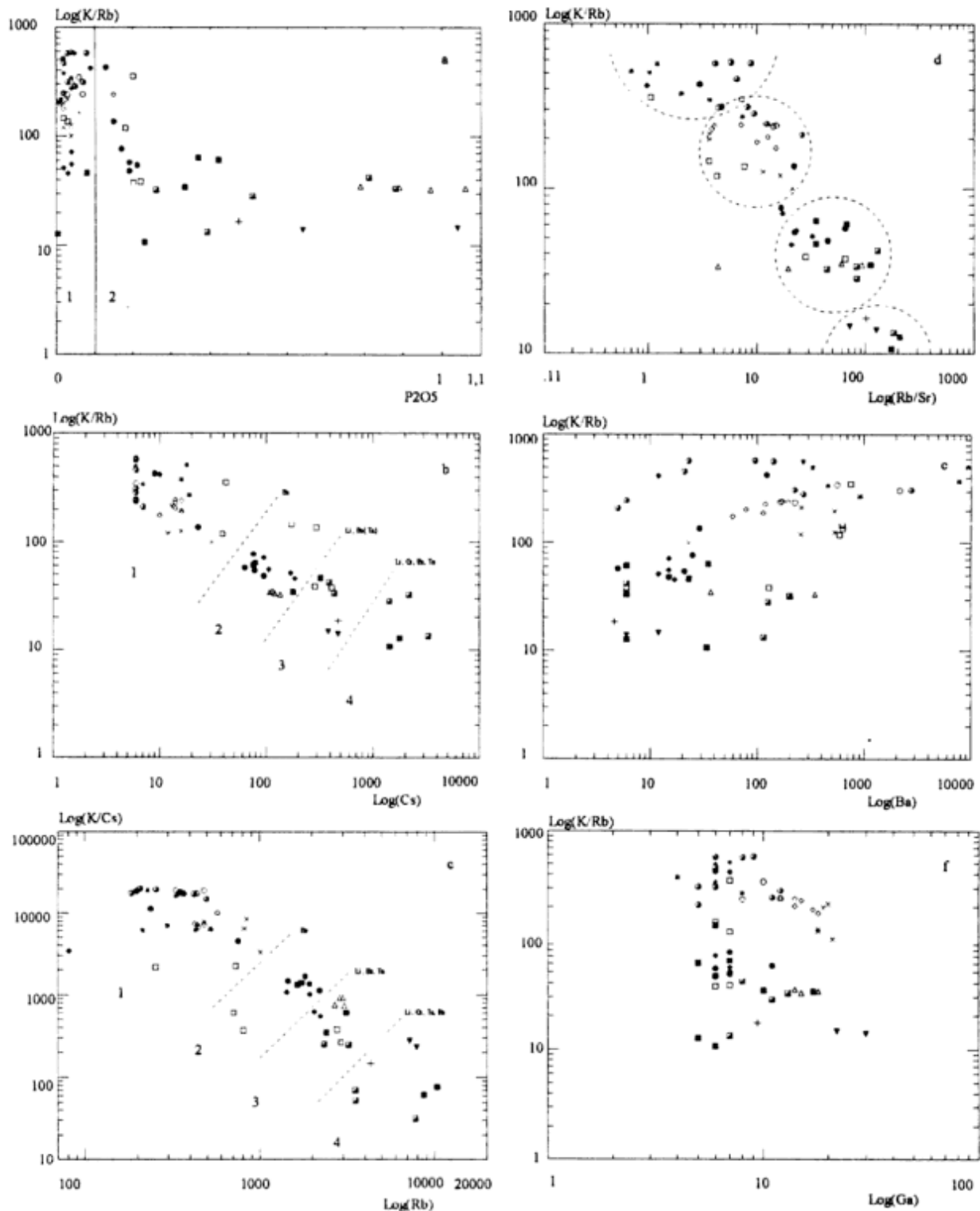


Figura 2: a, gráfico K/Rb- P_2O_5 . 1) agrupa a pegmatitas de clases muscovita y elementos raros estériles de firmas LCT, NYF o Híbrida, 2) comprende a pegmatitas de clase elementos raros de firma LCT. b, gráfico K/Rb-Cs. El segmento 1) agrupa pegmatitas de clases muscovita y elementos raros estériles de firma LCT e Híbrida o NYF; 2) pegmatitas de elementos raros de tipo berilo y complejo, subtipo espodumeno; 3) pegmatitas de firma LCT de tipo complejo, subtipo espodumeno y 4) pegmatitas de firma LCT de tipo complejo y subtipos espodumeno y lepidolita. c, gráfico K/Cs-Rb. d, gráfico K/Rb-Rb/Sr. e, diagrama K/Rb-Ba. f, gráfico K/Rb-Ga. Simbología: \diamond = San Osmar, * = Don Felipe, x = Potrerillos, \square = Las Cuevas, \blacksquare = La Meta, \boxplus = San Elías, ∇ = El Peñón, \triangle = Tres Tetas, \blacktriangledown = El Quemado, \blacktriangle = Santa Elena, \circ = Pecho Blanco, \odot = El Jote y Andacolito, \bullet = La Marta, \blacklozenge = Las Tapias. Las flechas indican las tendencias del fraccionamiento.

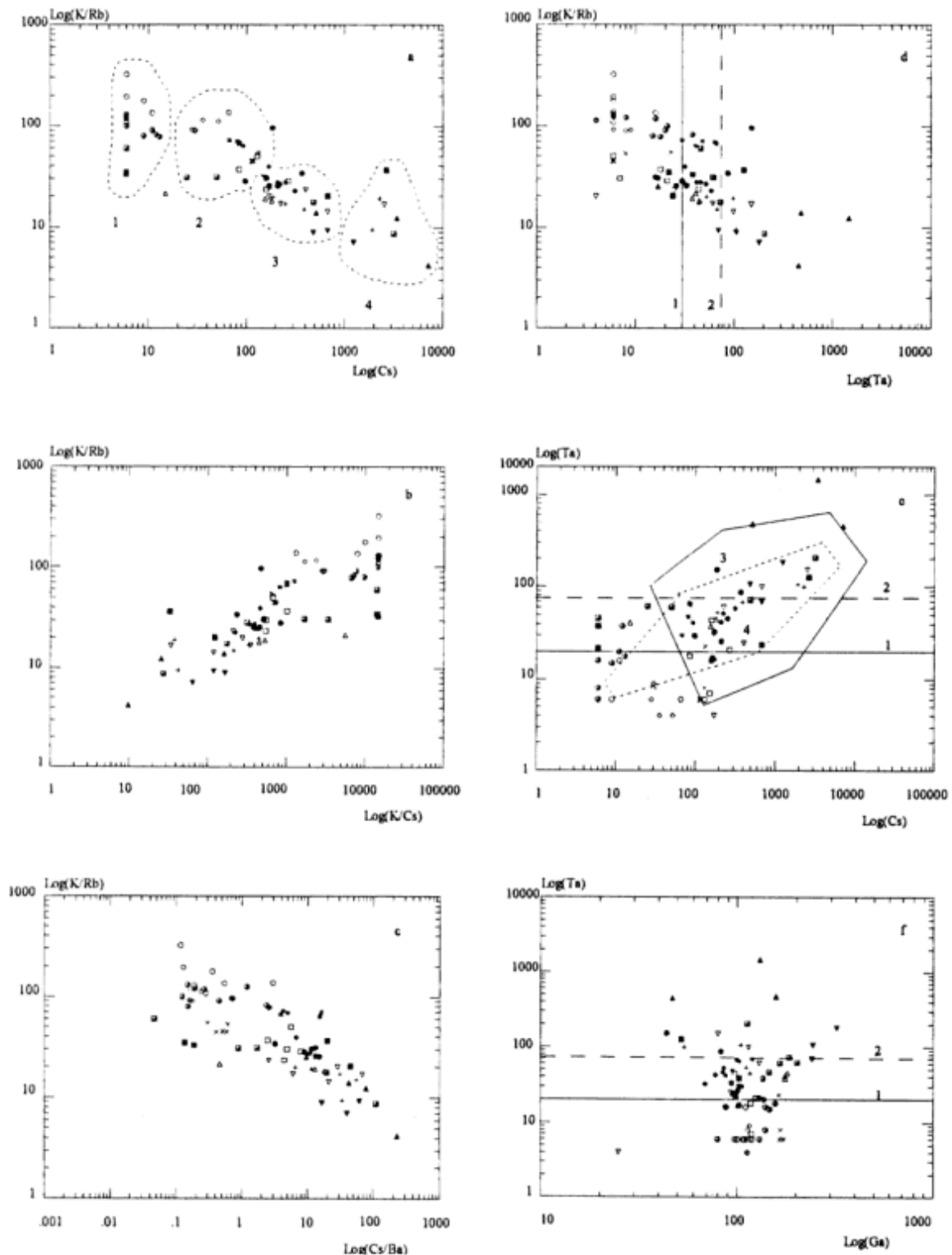


Figura 3: a, diagrama K/Rb-Cs. 1) pegmatitas de clase muscovita; 2) pegmatitas estériles de diversa signatura; 3) pegmatitas de elementos raros de signatura LCT, de tipos berilo y complejo; 4) pegmatitas de tipo complejo, altamente evolucionadas. b, gráfico K/Rb-K/Cs. c, diagrama K/Rb-Cs/Ba. d, gráfico K/Rb-Ta. 1) umbral según Beus (1966) por encima del cual las pegmatitas están mineralizadas en Tantalio; 2) idem según Gordiyenko (1971), ambos autores citados por Möller y Morteani (1987). e, diagrama Ta-Cs. 1) y 2) umbrales de Beus (1966) y Gordiyenko (1971) respectivamente, por encima de los cuales las pegmatitas están mineralizadas en Ta; 3) campo de las micas blancas tardías (secundarias) y 4) campo de las micas blancas primarias, en ambos casos para pegmatitas de elementos raros según Möller y Morteani (1987). f, gráfico Ta-Ga. 1) y 2) idem Fig. 3e. Símbolos idénticos a la Fig. 2.

principalmente de Rb y Cs, como queda muy bien expresado en el diagrama K/Rb-Cs (Fig. 3a) donde se observa una discriminación aproximada de los datos en cuatro subpoblaciones diferentes. El diagrama K/Rb-K/Cs (Fig. 3b) da resultados similares pero concentra mejor los datos.

El contenido de P_2O_5 varía entre 0,01% y 0,2% para la mayoría de las muestras, con algunos valores mayores que alcanzan hasta 0,93% en micas ricas en Li.

El Sr oscila entre 6 y 78 ppm y, aunque es sensible al fraccionamiento interno, no se correlaciona bien con los diferentes tipos de pegmatitas.

El Ba se encuentra comprendido entre menos del límite de detección y 287 ppm; tiende a concentrarse en las pegmatitas poco evolucionadas de signatura LCT. El diagrama K/Rb-Cs/Ba (Fig. 3c) permite separar los cuerpos más evolucionados de los primitivos. El Ga por su parte, varía entre 25 y 322 ppm sin que se observen agrupamientos definidos de los datos, razón por la cual no se incluye su diagrama.

El Nb se encuentra en valores que oscilan entre menos de 7 y 673 ppm, mientras que Ta varía de menos de 6 a 1468 ppm para una muestra de mica de reemplazo de la mina Santa Elena. El Nb está comparativamente enriquecido en las pegmatitas de Valle Fértil y sus contenidos disminuyen en las unidades de mayor evolución geoquímica. El tantalio en cambio, se comporta en forma inversa. Los diagramas K/Rb-Ta, Ta-Cs y Ta-Ga (Figs. 3d, 3e y 3f), utilizados por otros autores para discriminar pegmatitas fuertemente mineralizadas en Ta (Beus 1966; Gordiyenko 1971; Möller y Morteani 1987), permiten apreciar que solamente algunas micas de pegmatitas con mineralizaciones reconocidas y explotadas de Ta como Santa Elena, El Quemado, El Peñón o La Totorá superan los umbrales indicadores.

Discusión

Las tendencias de fraccionamiento de las pegmatitas de los diferentes distritos estudiados evidenciadas por los diagramas de variación, especialmente K/Rb-Cs, K/Cs-Rb y K/Rb-Rb/Sr para feldespatos potásicos y K/Rb-Cs, K/Rb-Ta, K/Rb-Cs/Ba y K/Rb-K/Cs para muscovitas, demuestran que no difieren de las trayectorias conocidas para otros distritos mundiales como las consignadas por Trueman y Cerný (1982), Möller y Morteani (1987) o Cerný y Burt (1984).

La utilidad de estos diagramas es diferente. En el caso de feldespatos potásicos los diagramas K/Rb-Cs (Fig. 2b) y K/Cs-Rb (Fig. 2c), permiten una división de la trayectoria en función de las mineralizaciones presentes en las pegmatitas, que delimitan segmentos con predominio de diferentes elementos. Para el gráfico K/Rb-Cs los límites son aproximadamente los mismos

que establece Cerný (1989) y los sectores sirven, complementariamente, para indicar el tipo posible de pegmatita. Con su empleo se facilita la clasificación y se establece el rango óptimo de evolución geoquímica dentro del cual se encuentra el mayor potencial para una determinada mineralización. La agrupación preferencial de las muestras de las pegmatitas Las Tapias y La Marta en el segmento correspondiente a berilo, de La Meta, Las Cuevas y El Quemado en el de Li, Be, (Ta) y San Elías y, en parte, La Meta en el de Li, Cs, Be, Ta es demostrativa de la confiabilidad. En el caso del diagrama K/Cs-Rb la distribución es también significativa para diferenciar la tipología de las pegmatitas.

El gráfico K/Rb-Rb/Sr (Fig. 2d) no permite una discriminación de precisión equivalente, aunque separa varias agrupaciones; en cambio, expande las trayectorias de fraccionamiento de cada cuerpo, las cuales son más extensas a medida que aumenta el tamaño de las pegmatitas y su complejidad.

La separación entre pegmatitas con bajo contenido en P_2O_5 en sus feldespatos y cuerpos de signatura LCT con valores superiores a 0,1% es bastante evidente en la Fig. 2a. Esta distribución es congruente con las observaciones y explicaciones de London *et al.* (1990) y London (1992) y, aunque existen excepciones, el diagrama puede servir para hacer estimaciones razonables y rápidas de la signatura geoquímica de un distrito y del grado de evolución de sus pegmatitas.

Para las muscovitas las relaciones K/Rb y los contenidos de Cs son mayores que los de feldespatos potásicos cogenéticos, como es conocido desde hace tiempo (Gordiyenko 1971; Möller y Morteani 1987). El correspondiente diagrama (Fig. 3a) individualiza varias subpoblaciones de datos y discrimina adecuadamente entre pegmatitas de clase muscovita y de clase elementos raros estériles, de tipo berilo y de tipo complejo.

En el gráfico K/Rb-Cs/Ba (Fig. 3c) se observa una pendiente paulatina y continua de la curva de fraccionamiento que enlaza los distintos tipos de pegmatitas dejando en el extremo más diferenciado a San Elías, La Totorá y Santa Elena. Es notable como se extiende el rango de diferenciación de los cuerpos más complejos. Estos dos elementos permiten seleccionar las unidades con mineralización acentuada.

El gráfico K/Rb-Ta (Fig. 3d) discrimina utilizando los umbrales propuestos por otros autores (Beus 1966; Gordiyenko 1971) entre las pegmatitas fuertemente mineralizadas en Ta y las que no lo están.

El diagrama Ta-Cs (Fig. 3e) utilizado por Möller y Morteani (1987) como uno de los más conspicuos, muestra que sólo algunas micas de Santa Elena, La Meta, La Totorá, El Quemado y El Peñón superan el límite por encima del cual se encuentran las pegmatitas mineralizadas con Ta. Los valores más altos de Santa Elena posiblemente se deban a que sus

micas son secundarias pero, aun así, indican que esa pegmatita es la más rica en Ta de todas las estudiadas.

El diagrama Ta-Ga (Fig. 3f), utilizado por Möller y Morteani (1987), solamente discrimina las micas de Santa Elena y algunas de La Meta como pertenecientes a pegmatitas mineralizadas con Ta.

Comparando los diagramas K/Rb-Cs de feldespatos potásicos y muscovitas se observa que el primero discrimina mejor entre las pegmatitas más evolucionadas geoquímicamente, porque separa los datos en tres subpoblaciones que corresponden a pegmatitas de elementos raros de tipos paulatinamente más evolucionados. En cambio, el diagrama para muscovitas alcanza a separar las pegmatitas de clase muscovita de las estériles de diversa signatura. Esta diferencia se adjudica a que el Cs tiene preferencia por la estructura de las micas y por lo tanto, en una misma pegmatita, las muscovitas tienen un mayor contenido de este elemento que los feldespatos potásicos. Consecuentemente, para los bajos valores de Cs de pegmatitas primitivas, las muscovitas resuelven mejor las diferencias. En las pegmatitas muy evolucionadas, las micas más ricas en Cs son las lepidolitas, que en lo posible no se utilizan por ser generalmente secundarias. A esto se debe que algunas micas de la pegmatita Santa Elena que son secundarias, caigan en un campo geoquímicamente más evolucionado que los feldespatos en los diagramas K/Rb-Cs.

El análisis comparativo de los datos obtenidos para las mismas pegmatitas por Morteani *et al.* (1995) y por este trabajo, muestra que los valores de ambos se encuentran en los mismos rangos de variación adjudicables a las pegmatitas de las tipologías representadas, correspondientes a Las Tapias, Las Cuevas y La Meta. Esta equivalencia es un argumento que favorece la convalidación de los procedimientos y resultados analíticos obtenidos en las dos investigaciones.

En la interpretación sin embargo, existen diferencias. Morteani *et al.* (1995) adjudicaron las altas relaciones K/Rb y los bajos valores de Cs de los feldespatos potásicos de pegmatitas emplazadas en el batolito de Achala como Cerro Blanco y El Gigante, a su bajo grado de fraccionamiento derivado de su emplazamiento intragranítico. Sin embargo, aquí se considera que esos valores no tienen una adecuada correlación con pegmatitas de signatura LCT (Li, Cs, Ta) -como Morteani *et al.* (1995) las clasificaron- que presentan el significativo nivel de mineralización en berilo y columbita que ellas tienen. En cambio, esas y otras pautas geoquímicas como las relativamente altas relaciones Nb/Ta de las muscovitas de estas pegmatitas, son más pertinentes de una signatura Híbrida o NYF en consonancia con otros argumentos geológicos discutidos por Galliski (1994a y 1994b).

Conclusiones

Los feldespatos potásicos y las muscovitas de las pegmatitas graníticas estudiadas, tienen contenidos de K_2O , P_2O_5 y elementos traza similares en magnitud y comportamiento a los de otros distritos mundiales y son utilizables como guías para explorar el potencial económico y para establecer la tipología de las pegmatitas de la Provincia Pegmatítica Pampeana.

La combinación de los diagramas K/Rb-Cs y K/Rb- P_2O_5 en feldespatos potásicos dió los mejores resultados expeditivos para establecer el tipo posible de pegmatita, la probable mineralización presente y la signatura geoquímica del yacimiento.

En relación a las muscovitas, el diagrama K/Rb-Cs discrimina mejor que el equivalente para feldespatos potásicos entre las pegmatitas más primitivas de clase muscovita y elementos raros estériles. Los diagramas K/Rb-Cs/Ba y K/Rb-K/Cs son los que mejores resultados dieron para diferenciar aproximadamente entre los distintos tipos de pegmatitas, mientras que los gráficos K/Rb-Ta y Ta-Cs resultaron los más adecuados para establecer el potencial relativo en enriquecimiento en Ta.

Los datos obtenidos indican que las pegmatitas con mayores posibilidades de tener mineralizaciones significativas de berilo son Las Tapias, de espodumeno Las Cuevas y El Quemado y de tantalio Santa Elena, lo cual se ajusta muy bien con los registros productivos de esos depósitos o con las estimaciones inferidas de la geología de los mismos.

Agradecimientos

Los autores quedan agradecidos a L. Molina por la separación y molienda de los minerales y a O. Cortona de PG La Toma por la visita a las pegmatitas de San Juan. Asimismo se agradecen las observaciones de los árbitros anónimos. La Universidad Nacional de San Luis, a través del proyecto 349001, facilitó parte de los medios económicos que permitieron concretar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN TEXTO

- Beus, A. A., 1966. Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites. *Geokhimiya*, 10: 1216-1220. [En Ruso].
- Cerný, P., 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. En: Möller, P., Cerný, P. y Saupé, F. (Ed.): *Lanthanides, tantalum and niobium*, pp. 195-239. Special Publication 7, Springer Verlag.

- Cerný, P. 1991a. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18 (2): 49-67.
- Cerný, P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18, (2): 68-81.
- Cerný, P. 1994. Evolution of Feldspars in granitic pegmatites. En: Parson, I. (Ed.). *Feldspars and Their Reactions*. Kluwer Academic Publishers, pp. 501-540. Amsterdam.
- Cerný, P. y Burt, D. M., 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. En: Bailey, S. W. (Ed.). *Micas*, pp. 257-297. *Reviews in Mineralogy* 13, Mineralogical Society of America.
- Galliski, M. A., 1983. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, II: Geología de sus pegmatitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 340-380.
- Galliski, M. A., 1992. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. *Actas 4° Congreso Nacional y 1° Latinoamericano de Geología Económica*: 534-537. Córdoba.
- Galliski, M.A., 1994a. La Provincia Pegmatítica Pampeana, I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 99-112.
- Galliski, M.A., 1994b. La Provincia Pegmatítica Pampeana, II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 112-122.
- Gordiyenko, V. V., 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. *International Geology Review*, 13: 134-142.
- Gordiyenko, V. V., 1976. Diagrams for prognostic evaluation of rare-element mineralization in granitic pegmatites utilizing compositional variations in potassium feldspars. *Doklady Academy Sciences. URSS*, 228: 442-444. [En Ruso].
- Heinrich, E. Wm., 1962. Geochemical prospecting for beryl and columbite. *Economic Geology*, 57: 616-619.
- Herrera, A. O., 1958. Estructura interna de las pegmatitas micácíferas de Valle Fértil, San Juan. *Contribución Científica Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires*, 2: 1: 5-29.
- London, D., 1992. Phosphorous in S-type magmas: the P₂O₅ content of feldspars from granites, pegmatites and rhyolites. *American Mineralogist*, 77: 126-145.
- London, D., Cerný, P., Loomis, J.L. y Pan, J. J., 1990. Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 28: 771-786.
- Möller, P. y Morteani, G., 1987. Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites. *Economic Geology*, 82: 1888-1897.
- Morteani, G. y Gaupp, R., 1989. Geochemical evaluation of the tantalum potential of pegmatites. En: Möller, P., Cerný, P. y Saupé, F. (Ed.): *Lanthanides, tantalum and niobium. Special Publication 7*, pp. 303-310, Springer Verlag, Berlín.
- Morteani, G., Preinfalk, C., Spiegel, W. y Bonalumi, A., 1995. The Achala Granitic Complex and the Pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A Study of Differentiation. *Economic Geology*, 90: 636-647.
- Perino, E., Gásquez, J., Martínez, L., Marchevsky, E. y Olsina, R., 1994. Determinación rápida y sencilla de P, K, Ta, Rb, Sr, Cs, Ba y Ga, en pequeñas cantidades de feldespatos potásicos y muscovitas por FRX. 4° Seminario Latinoamericano de Análisis por técnicas de rayos X, Resúmenes: 63.
- Scrön, W., Schmädecke, E., Thomas, R. y Schmidt, W., 1988. Geochemische Untersuchungen an Pegmatitquarzen. *Zeitschrift geologie Wissenschaft Berlin*, 16 (3): 229-244.
- Smeds, S.-A., 1992. Trace elements in potassium-feldspar and muscovite as a guide in the prospecting for lithium- and tin-bearing pegmatites in Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, 42: 351-369.
- Technostone, 1990. Búsqueda de minerales de tierras raras, niobio y tantalio en la región de las Sierras Pampeanas Argentinas. Secretaría de Minería de la Nación, Secretarías de Minería de las provincias de Córdoba, La Rioja, San Luis y Catamarca, Informe final (Fase I): Anexo 28-31 y pp. 84-105. Carrara.
- Trueman, D. L. y Cerný, P., 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. En: Cerný, P. (Ed.) *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8: 463-493. Winnipeg.

Recibido: 14 de agosto, 1995

Aceptado: 11 de febrero, 1997

Petrografía y geoquímica del plutón granítico "Loma de La Población", sierras de Córdoba

Rosana VARAS¹, Alicia KIRSCHBAUM² y Jorge SFRAGULLA³

¹Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, Córdoba

²Departamento de Química, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba y Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Av. Vélez Sársfield 299, Córdoba

³Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba, Belgrano 347, Córdoba

ABSTRACT. *Petrography and geochemistry of the Loma de La Población pluton, Sierras de Córdoba.* The Loma de La Población pluton (LLP) is a two-mica garnet-bearing leucomonzogranite, emplaced in the metamorphic basement of the Sierras de Córdoba (between 65° 1' 30" and 65° 2' 37"W, and between 32° 2' 40" and 32° 4' 20"S). Leucogranites are slightly peraluminous to metaluminous, with low CaO, Fe₂O₃, TiO₂, and Zr abundances. Compared with the other granitoid facies of the large neighbouring Achala batholith, the LLP shows many geochemical similarities with the Characato (CH) and Champaquí (CQUI) facies. Simple and complex lithian pegmatites (the latter classified as a LCT) are emplaced in the LLP. When plotted in a Shand indexes diagram, both the LLP and the CH facies of the Achala batholith fall in the field of the fertile LCT granites. This agrees with the occurrence of LCT pegmatites associated with the LLP and the isotopic crustal signature reported for the Achala batholith.

Introducción

Se estudia el plutón granítico Loma de La Población (LLP) (Methol 1971), ubicado en el faldeo occidental del cerro Champaquí, entre las localidades de Yacanto y La Población del Departamento San Javier. Los afloramientos de este cuerpo están rodeados por sedimentos modernos de conos aluviales; su eje mayor de rumbo noroeste alcanza 2,5 km, mientras que el eje menor llega a 1,5 km.

El objetivo de este estudio es caracterizar desde el punto de vista petrográfico y geoquímico el plutón granítico LLP, y comparar la petrografía y geoquímica de este cuerpo con las del batolito de Achala, el plutón mayor aflorante en el área.

Métodos empleados

Se utilizaron fotografías aéreas (escala aproximada 1:20.000) para la fotointerpretación del área. Se tomaron aproximadamente 20 muestras, se prepararon las respectivas secciones delgadas y se seleccionaron 4 para análisis químicos y determinaciones cuantitativas.

La composición mineralógica cuantitativa se determinó mediante análisis modales en superficies pulidas (técnica de Nesbitt 1964, modificada), previa tinción con cobaltinitrito de sodio, para la correcta identificación de los feldespatos. La determinación de las plagioclasas se efectuó en grano suelto mediante los métodos de Tsuboi y Schuster (en Kerr 1965), combinados. Se realizaron además análisis con microsonda de electrones sobre secciones delgadas (Washington State University, EE.UU.).

Los análisis químicos fueron realizados por espectrometría de fluorescencia de rayos X en los laboratorios X-RAL, Canadá. Los elementos mayoritarios y algunos trazas (Nb, Rb, Sr, Y, Zr) se determinaron sobre perlas de fusión; los elementos traza restantes se analizaron sobre *pellets*.

Contexto geológico

Dentro del área (Fig. 1) se distingue el basamento metamórfico que aflora en la cumbre de la sierra de Comechingones. En un perfil este-oeste al sur de La Población se distingue la faja migmática El Durazno-Rodeo de las Mulas, formada por migmatitas cordie-

ríticas, gneises y anfibolitas (Gordillo y Lencinas 1979). Esta secuencia de rocas fue observada 15 km al sur del cerro Champaquí (Hub 1992), con características similares. Todo el conjunto se presenta profusamente inyectado por aplitas y pegmatitas simples y complejas (con berilo, columbo-tantalita, fosfatos y minerales de uranio; Rinaldi 1968). Aproximadamente 15 km al NE del área de estudio aflora el extremo sur del batolito de Achala, que en este sector se halla compuesto por granitos de dos micas y granitos muscovíticos con granate que intruyen a los anteriores (Demange *et al.* 1993), en tanto 50 km hacia el sur encontramos la apófisis granítica del cerro Aspero, extremo septentrional del batolito cerro Aspero - Alpa Corral, con importantes mineralizaciones wolframíferas. (González Díaz 1972).

En la parte baja de la sierra, el basamento se halla presente como remanentes aflorantes dentro de la planicie de agradación pedemontana (González Díaz 1981), pudiéndose citar los de Loma de La Población, Luyaba, Loma Bola, Piedrita Blanca, Cerro de Oro, entre otros.

La planicie de agradación pedemontana está compuesta por una sucesión de conos aluviales desarrollados a partir de la escarpa tectónica de la sierra de Comechingones, en los cuales la granulometría pierde tamaño progresivamente hacia el oeste.

Geología del plutón LLP

El cuerpo en estudio es relativamente homogéneo desde el punto de vista composicional, con variaciones graduales en la composición mineralógica y en la

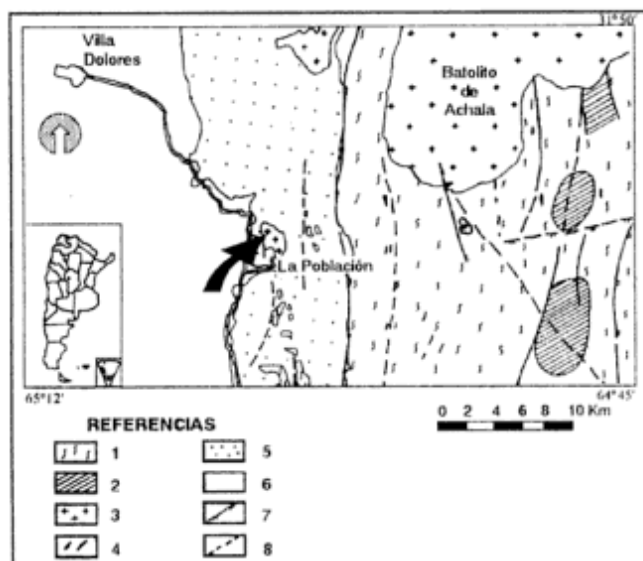


Figura 1: Mapa de ubicación, modificado de Methol (1971). 1: basamento metamórfico; 2: migmatitas cordieríticas; 3: granito; 4: pegmatitas; 5: relleno de piedemonte; 6: moderno; 7: fallas observadas; 8: fallas inferidas.

textura, difíciles de mapear a la escala en que se realizó este trabajo.

La fotointerpretación permitió distinguir dos zonas texturalmente diferentes: una está ubicada en el centro-oeste del plutón, con abundante cobertura arbustiva; la segunda se extiende desde el extremo NNE hacia el SSO, rodeando parcialmente a la anterior. Esta última se caracteriza por un diaclasamiento representado por dos juegos de rumbo 340° y 90° , con buzamientos subverticales y espaciado entre 1 y 10 metros (Fig. 2) (Varas 1992).

En el reconocimiento de campo posterior se comprobó que la composición petrográfica es homogénea, y que la zona de mayor vegetación corresponde a una mayor densidad de fracturación de la roca.

Los contactos del plutón con su encajonante no han sido observados, pues se encuentran cubiertos por los sedimentos detríticos del pie de sierra.

Son frecuentes en el plutón LLP los anillos de difusión, ovoidales, concéntricos, de color pardo sobre la roca granítica. El espesor de los mismos es variable en el rango milimétrico; pueden aparecer formando estructuras simples de dos o tres anillos, o bien estructuras más complejas, de veinte anillos o más. El diámetro de estas estructuras es también variable, desde 30-40 cm a 2-3 m (Fig. 3a).

Pegmatitas

Dentro del plutón LLP se emplazaron pegmatitas simples y también pegmatitas litíferas.

Pegmatitas simples: están compuestas por cuarzo, feldespato potásico (gráfico), muscovita, biotita, y como accesorio escaso berilo. Los minerales secundarios presentes son amarillos de bismuto y óxidos de manganeso. No presentan zonación marcada y tienen contactos netos o transicionales con la caja. Están dispersos dentro de todo el plutón, sus espesores no son mayores que 1 metro y sus longitudes variables, con rumbo predominante SE-NO y buzamiento 45° NE.

Pegmatitas litíferas (Gay *et al.* 1990): afloran discordantemente en el sector sur del plutón, son de mayor tamaño que las anteriores, con rumbo NE-SO y subverticales. Presentan zonación y cuerpos de reemplazo compuestos por clevelandita asociada a lepidolita, microlita, topacio y apatita azul. También aparecen otros cuerpos compuestos por lepidolita gris, con microlita y fluorita escasa, asociadas a albita, elbaíta, columbo-tantalita, clinobisvanita y otros minerales accesorios.

Estas pegmatitas se clasifican según el esquema de Cerný (1991a) en clase elementos raros, familia LCT, tipo complejo, subtipo lepidolita. Presentan -dentro del contexto de las pegmatitas conocidas del batolito de Achala y alrededores- el mayor grado de complejidad y habrían cristalizado a partir de un magma enriquecido

en Li y F (sugerido por la presencia de lepidolita, topacio y fluorita) (Cerný 1991a).

Las pegmatitas simples y litíferas tienen como rasgo en común la presencia de un mineral de bismuto (clinobisvanita, BiVO_4) (Gay *et al.* 1994), lo que señalaría su parentesco. Algunas pegmatitas simples poseen además contactos transicionales con el granito LLP, siendo esta característica un indicador de probable cosanguinidad entre el granito LLP y las pegmatitas de ambos tipos.

Petrografía

El petrotipo LLP es un leucomonzogranito de dos micas, granatífero (Fig. 4) con variaciones en los tenores de minerales accesorios.

La roca es de color castaño claro, grisáceo a rosado,

según el grado de alteración de los feldespatos y micas. La textura predominante es inequigranular con escasos fenocristales aislados; sólo en el extremo sur del plutón, próximo a la pegmatita "La Juana" se observa -en pasaje gradual- una textura netamente porfírica. El tamaño promedio de grano es medio (1 a 5 mm), con fenocristales de microclino que varían entre 8 y 20 mm; en general se presentan orientados.

Los valores modales obtenidos (promedio de 4 muestras) son: cuarzo 32.0%, plagioclasa 32.5%, microclino 25.0 %, muscovita 9.0 % y biotita 1.4 %. Los minerales accesorios menores no alcanzan al 1% modal. Se compararon estos datos con los valores modales medios de algunas facies graníticas de borde de Achala (Tabla 1): el monzogranito biotítico de Characato (CH) (Baldo 1992); el leucogranito muscovítico de Mesa del Palmar (MP) (Lira y

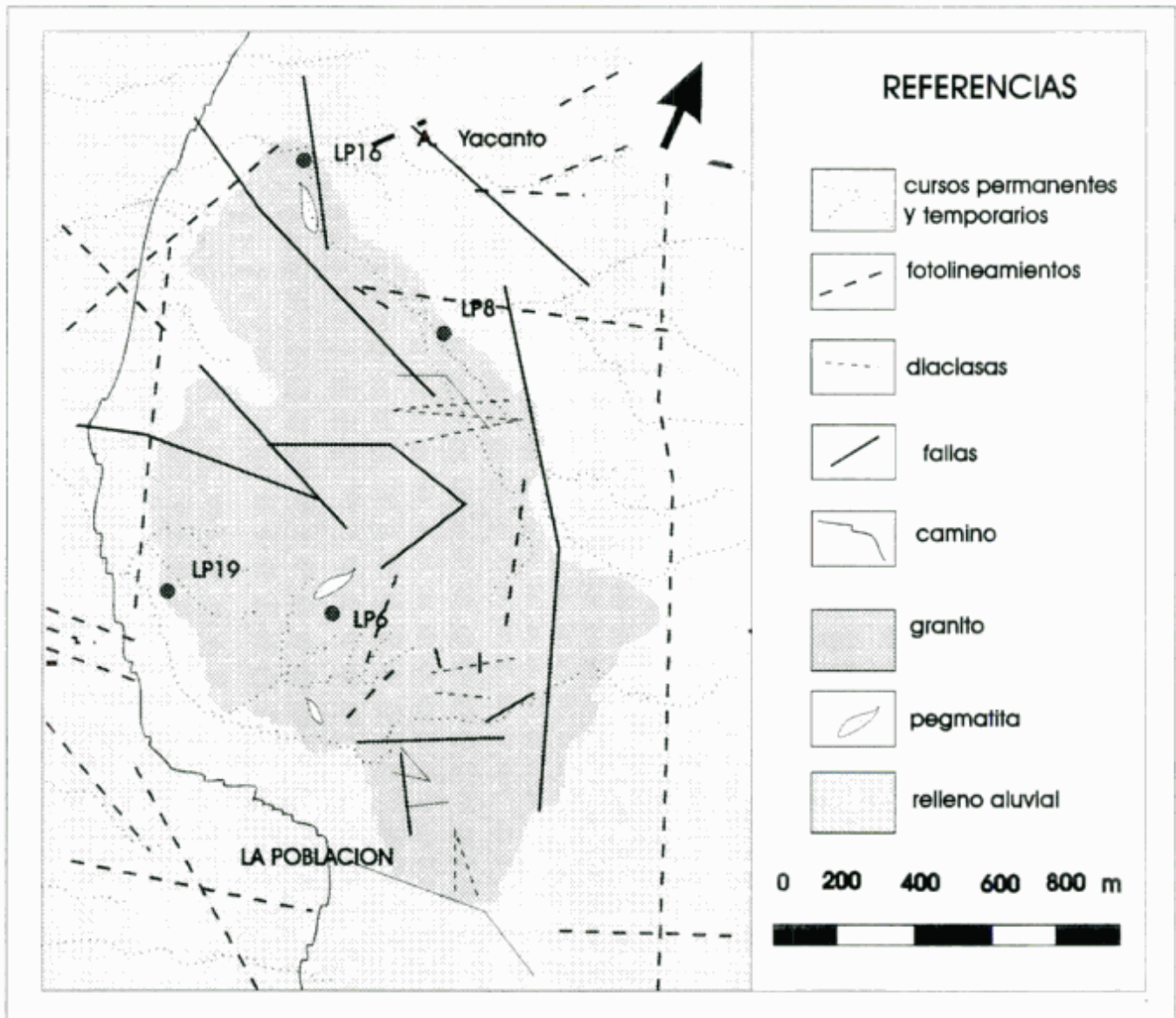


Figura 2: Croquis geológico del plutón LLP.

Kirschbaum 1990); el leucogranito muscovítico de Mesa de la Mula Muerta (MM) (Monsberger 1990) y la facies muscovítica de la serie Champaquí (CQUI) (Alvarez 1987). Se observa marcada concordancia entre LLP y la facies muscovítica de CQUI, tanto en porcentaje de minerales esenciales como en la mineralogía de los minerales accesorios.

Microscópicamente se observan individuos anhedral de cuarzo con bordes de reacción e inclusiones de circón y apatita. El microclino se presenta en dos generaciones, con pertitas "tipo parche" y "en venas": 1, en fenocristales poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa, biotita, muscovita, cuarzo y apatita y 2, como cristales intersticiales, libres de inclusiones.

La plagioclasa (An 05-09) se observa muy alterada a sericita, caolinita y muscovita, especialmente en los núcleos; es frecuente el fenómeno de mirmequitización y los bordes de reacción con microclino; incluye escasa

apatita. Se realizaron determinaciones con microsonda (ver Tabla 2) en el borde y en el núcleo de los cristales; se promediaron los valores de tres análisis, de los que se obtuvieron los siguientes valores: An 8,17 en el borde y An 9,37 en el núcleo. En otro cristal (M3) está representado el proceso de albitización tardía, con enriquecimiento en el porcentaje de albita hacia los bordes: An 9,32 en el núcleo y An 2,34 en el borde.

La muscovita primaria se presenta en individuos subhedral asociados a biotita y como mineral secundario formado a partir de plagioclasa y de biotita. La biotita presenta inclusiones de circón y apatita y procesos de muscovitización y cloritización.

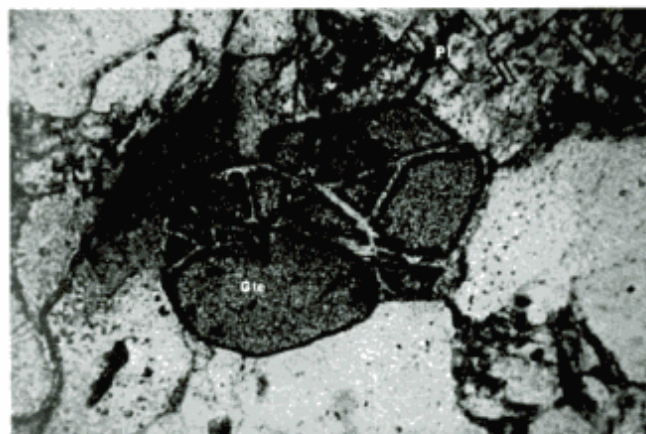
El granate se presenta en cristales subhedral a anhedral, límpidos con inclusiones de cuarzo goticular, sin bordes de reacción (Fig. 3b). El análisis por microsonda de un cristal de granate permitió observar una variación composicional entre el núcleo y el borde del mismo (Tabla 3); la fórmula estructural teórica es $(Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca)_6 (Al, Fe^{3+}, Cr)_3 (Si, Al)_6 O_{24}$ mientras que la fórmula estructural calculada (24 O) es la siguiente: $(Mg_{2.16}, Fe^{2+}_{3.06}, Mn_{2.3}, Ca_{0.10})_{5.61} (Al_{4.13}, Fe^{3+}, Cr_{0.43})_3 (Si_{4.09}, Al_{0.69})_6 O_{24}$. Estos valores evidencian un neto predominio de los miembros almandino - espesartita dentro de la serie.

Los fenómenos de alteración presentes en esta paragénesis son, en orden de importancia, la sericitización (muscovitización), caolinitización, albitización y cloritización.

El estudio microscópico de las rocas afectadas por los anillos de difusión no revela modificaciones mineralógicas ni texturales: hay simplemente un fenómeno de tinción por óxidos de hierro a lo largo de estas estructuras.



a



b

Figura 3: a. Anillos de difusión sobre el granito LLP. b. Cristal de granate fracturado en paragénesis granítica. Gte: granate; Pl: plagioclasa muscovitizada. Nícoles paralelos.

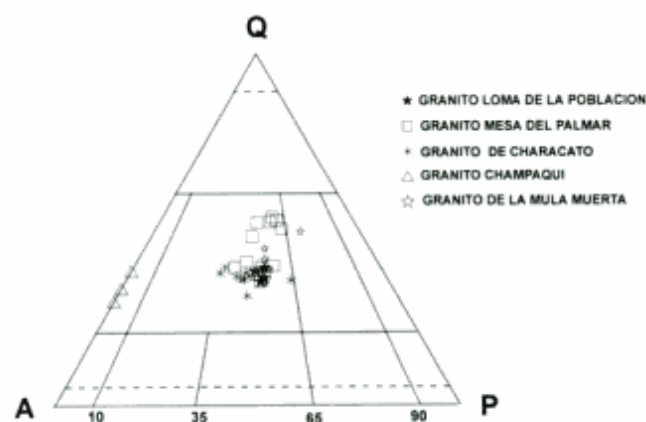


Figura 4: Diagrama QAP (Streckeisen 1976).

Tabla 1. Análisis modales y minerales accesorios de algunas facies peribatolíticas de Achala.

Modos	LLP	Monzogranito biotítico CH	Leucogranito musc. MP	Leucogranito musc. MMM	Facies musc. CQUI
Qz	32	31	41	35	32
Plag	32.5(An 05)	25(An 05-10)	24(An 05)	27(An 03)	34.4(An 05)
Micr	25	30	22	23	24,9
Musc	9	5	13	14	8,5
Biot	1,4	8	-	-	t
Acc	tr	<1	<1	1,6	0,1
Min. acc.					
Apatita	x	x	x	x	x
Circón	x	x	x	x	-
Granate	x	-	-	-	x
Sillimanita	-	x	-	-	-
Fluorita	-	-	x	-	-
Uraninita	-	-	x	-	-
Magnetita	-	-	x	x	x
Hematita	-	-	-	x	-
Rutilo	-	-	-	x	-
Amarillos U	-	-	-	-	-
Limolita	-	-	-	-	-

Tabla 2. Análisis químicos por microsonda de electrones de cristales de plagioclasas.

	Muestra 1		Muestra 2		Muestra 3	
	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde
SiO ₂	65,92	66,45	66,84	65,65	67,67	67,67
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,94	20,73	20,13	21,13	19,6	19,6
FeO*	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00
CaO	1,99	1,61	1,00	1,99	0,5	0,5
Na ₂ O	10,64	10,83	11,15	10,7	11,51	11,51
K ₂ O	0,16	0,17	0,14	0,22	0,16	0,16
Total	99,72	99,82	99,3	99,76	99,44	99,44
Moles %						
Ab	90,63	92,43	95,28	90,68	97,66	97,66
An	9,37	8,17	4,72	9,32	2,34	2,34

FeO* expresado como FeO. Muestra 1: promedio de 3 análisis LP8 y LP6. Muestra 2: promedio de 3 análisis en un cristal desde el núcleo a los bordes, sin zonación. Muestra 3: LP6.

Tabla 3. Análisis químico por microsonda de electrones de un cristal de granate.

Muestra	LP6 núcleo	LP6 borde	Cationes en base a 24 O			Moles%	
SiO ₂	37,41	36,96	Si	6,09	6,07	Piropo	2,85
TiO ₂	0,00	0,02	Al	4,13	4,13	Almandino	54,54
Al ₂ O ₃	21,52	21,33	Fe	3,06	2,82	Espessartita	40,94
FeO	22,43	20,54	Mn	2,3	2,64	Grosularia	1,78
MnO	16,64	18,98	Mg	0,16	0,09		
MgO	0,65	0,38	Ca	0,1	0,11		
CaO	0,59	0,61	Na	0,00	0,00		
Na ₂ O	0,03	0,03	K	0,00	0,00		
K ₂ O	0,00	0,00					
Total	99,27	98,85					

Tabla 4. Análisis químicos.

	LP6	LP8	LP17	LP19
SiO ₂	73,1	73	72,3	74,1
TiO ₂	0,109	0,098	0,124	0,169
Al ₂ O ₃	14,2	14,5	14,4	12,9
Fe ₂ O ₃ *	0,97	0,91	1,08	1,53
MnO	0,07	0,07	0,07	0,09
MgO	0,23	0,31	0,25	0,37
CaO	0,53	1,13	0,88	1,19
Na ₂ O	3,55	3,65	3,75	3,66
K ₂ O	4,5	4,69	4,63	4,51
LOI	1,3	1,7	1,45	0,85
Total	98,6	100,1	98,9	99,4
Elementos traza (ppm)				
Rb	388	378	361	228
Sr	50	65	75	66
Y	<10	20	<10	16
Zr	55	55	61	91
Th	9	12	17	27
U	2	17	6	5
Nb	38	28	21	20

Geoquímica

El plutón LLP es un granito de composición débilmente peraluminosa a metaluminosa, pobre en CaO, Fe₂O₃, TiO₂ y Zr.

Demange *et al.* (1993) definen cuatro series evolutivas para Achala; las muestras LLP concuerdan con la serie CQUI (Fig. 5a), con la que además hay similitud petromineralógica y proximidad geográfica. Se compararon los datos geoquímicos con varias facies peribatólicas de Achala: 1, el leucogranito de MP (Lira y Kirschbaum 1990); 2, el monzogranito biotítico de CH (Baldo 1992), ambos en el extremo septentrional del batolito y 3, la serie CQUI (Demange *et al.* 1993), en el extremo meridional.

En varios diagramas se observa la afinidad geoquímica entre los granitos LLP y CQUI. Utilizando la relación SiO₂-FeOt/MgO (Fig. 5b) como índice evolutivo, puede notarse la concordancia entre ambos, y su proximidad con el granito CH; los valores de MP se alejan hacia un extremo de mayor diferenciación.

En el diagrama K/Rb-Rb (Fig. 5c) se observa que LLP se asocia a CH y a CQUI, con valores K/Rb siempre más altos que los del leucogranito diferenciado MP; en este gráfico se insinúan dos líneas evolutivas, definidas previamente por Demange *et al.* (1993).

LLP se diferencia de las facies leucograníticas de borde del batolito de Achala (Los Riojanos, MP) por su mineralogía accesorio (biotita, granate, ausencia de minerales de uranio), por ser comparativamente más rico en MgO y por poseer tenores menores en Rb, Al₂O₃ y alta relación K/Rb.

En el diagrama de Shand presentado por Cerný (1991b) (Fig. 6), las muestras de LLP (excepto LP19) al igual que los granitos CH se ubican dentro del campo de los granitos fértiles de tipo LCT.

Conclusiones

El plutón granítico Loma de La Población está constituido por un leucomonzogranito de dos micas, granatífero, con variable contenido de minerales accesorios. Dentro del plutón se emplazaron pegmatitas simples y también litíferas, clasificadas como LCT; estas pegmatitas son las de mayor complejidad conocidas en el batolito de Achala y sus alrededores.

Las similitudes petrográficas y geoquímicas así como la proximidad geográfica, sugieren que LLP es una unidad plutónica vinculada al magmatismo de Achala.

Loma de La Población es un granito de composición débilmente peraluminosa a metaluminosa, pobre en CaO, Fe₂O₃, TiO₂ y Zr.

Sus características petromineralógicas (modos, tipo de plagioclasa y minerales accesorios) son muy similares a la facies muscovítica de la serie Champaquí (Alvarez 1987).

Posee afinidad geoquímica con el granito Champaquí y también con la serie Characato, los que representarían dos series evolutivas diferentes dentro de Achala, mucho menos evolucionadas que el leucogranito Mesa del Palmar.

Se diferencia de las facies leucograníticas de borde del batolito de Achala (Mesa del Palmar) por su mineralogía accesorio (biotita, granate, titanita y ausencia de minerales de U) y por algunos parámetros geoquímicos (bajo Rb y Al₂O₃; alta relación K/Rb).

En el diagrama de Shand presentado por Cerný (1991b), los granitos Loma de La Población y Characato definen un campo que se aproxima a los granitos fértiles de la serie LCT. Estos últimos son de tipo S a I y derivarían de anatexis de la corteza media a superior (Cerný 1991a). Esta característica concuerda con el tipo de pegmatitas asociadas a Loma

de La Población y con la caracterización isotópica del batolito de Achala como de anatexis de rocas corticales (Rapela *et al.* 1991).

Agradecimientos

A los colegas M. Parlapianno y R. Martino por el apoyo de campo; a Marta Franchini por las determinaciones con microsonda; a R. Lira y C. Rapela

por la lectura crítica del manuscrito y a M. Dargam por la graficación de los mapas. Este trabajo fue realizado parcialmente con fondos del subsidio N° 2323/92 del CONICOR.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alvarez, J. O., 1987. Estudio petrográfico y geoquímico de las facies graníticas del sector sur del batolito de Achala y sus posibilidades uraníferas. Informe interno de la Comisión Nacional de Energía Atómica, 43 p. (inédito).

Baldo, E. G. A., 1992. Estudio petromineralógico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas entre Pampa de Oláen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 286 p. (inédito).

Cerný, P., 1982. Petrogenesis of granitic pegmatites. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, 8: 405-461.

Cerný, P., 1991a. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18 (2): 49-67.

Cerný, P., 1991b. Rare elements granitic pegmatites. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18 (2): 68-81.

Demange, M., Alvarez, J.O., Lopez, L. y Zarco, J., 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el batolito de Achala (Córdoba, Argentina). *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 4: 23-29. Mendoza.

Gay, H., Sfragulla, J. y Becchio, R. 1990. Micas litíferas, microlita y elbaíta en los afloramientos pegmatíticos "La Juana", dpto San Javier, Córdoba. Argentina. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 416-421. San Juan

Gay, H., Lira, R., Martínez, E. y Sfragulla, J. 1994. Hallazgo de clinobisvanita y duhamelita: nuevos vanadatos para la Argentina en la provincia de Córdoba. *Actas 2° Reunión de Mineralogía y Metalogena*, 141-146. La Plata.

Gonzalez Diaz, E. F., 1972. Estudio geológico del distrito minero del Cerro Aspero, Provincia de Córdoba. *Anales Servicio Nacional Minero-Geológico*, 16. Buenos Aires.

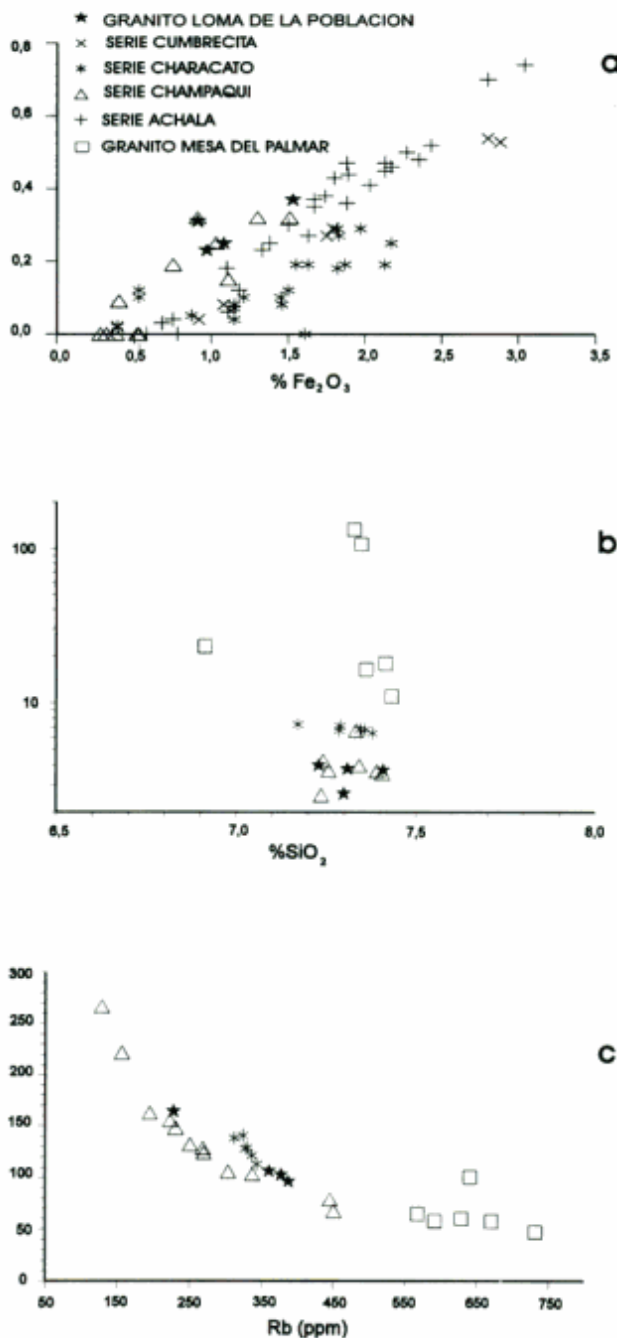


Figura 5: a. Diagrama MgO-Fe₂O₃, tomado de Demange *et al.* (1993). b. Diagrama SiO₂-FeO/MgO. c. Diagrama K/Rb-Rb.

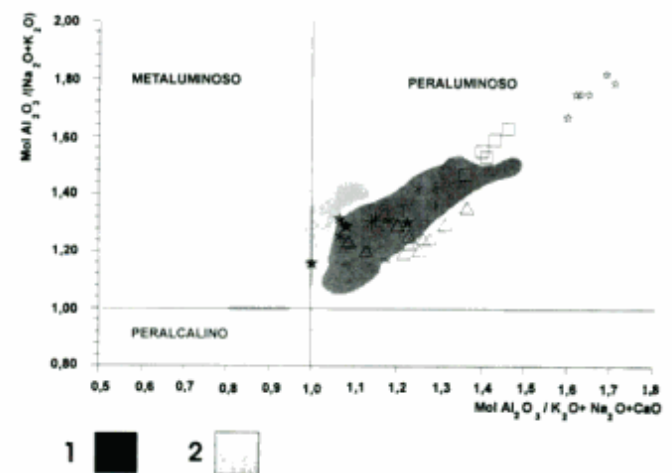


Figura 6: Diagrama de Shand presentado por Cerný (1991b). 1. Campo de las pegmatitas LCT. 2. Campo de las pegmatitas NYF y mixtas.

- Gonzalez Díaz, E. F., 1981. Geomorfología. En Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino, pp.193-265.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1: 577-650.
- Hub, C., 1992. Prospección aluvional de minerales pesados. Dpto. de Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 108 p. (inédito).
- Kerr, P., 1965. Mineralogía óptica. Cap. 13: 230-295. Tercera edición. Ed. Castilla, Madrid.
- Lira, R. y Kirschbaum, A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of Sierras Pampeanas, Argentina. Geological Society of America, Special Paper, 241: 67-76.
- Methol, E., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22h, Santa Rosa, Pcia. de Córdoba y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 124: 73 p. Buenos Aires.
- Monsberguer, G., 1990. Estudio geológico y petrológico del granito de la Mesa de La Mula Muerta y su entorno encajonante, Pampa de Oláen, Dpto. de Punilla, Pcia. de Córdoba. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 136 p. (inédito).
- Nesbitt, R. W., 1964. Combined rock and thin section modal analysis. The American Mineralogist, 49: 1131-1136.
- 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. W., Pankhurst, J., Kirschbaum, A. y Baldo, E., 1991. Facies intrusivas de edad Carbónica en el Batolito de Achala: Evidencias de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? Actas 6º Congreso Geológico Chileno, 1: 40-43.
- Rinaldi, C. A. 1968. Estudio de las pegmatitas uraníferas de las Sierras de Comechingones, pcia. de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (3): 161-195.
- Streckeisen, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Review, 12: 1-33.
- Varas, R., 1992. Estudio petro-mineralógico del stock granítico "Loma de La Población", Dpto. San Javier, Pcia. de Córdoba. Trabajo Final Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 36 p. (inédito).

Recibido: 5 de enero, 1995

Aceptado: 3 de diciembre, 1996

Mineralización de As-Ni-Co-U-Bi de la manifestación nuclear Carrizal, Provincia de San Juan, Argentina

Orquídea MORELLO¹ y Nora RUBINSTEIN²

¹Gerencia de Exploración, Comisión Nacional de Energía Atómica,
Avenida del Libertador 8250, Buenos Aires

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

ABSTRACT. *As-Ni-Co-U-Bi mineralization in Carrizal uranium ore deposit, San Juan Province, Argentina.* Drill samples from the Carrizal uranium ore deposit located in Western Precordillera, Province of San Juan, Argentina, were studied by petrography, ore microscopy, X-ray diffraction, energy dispersive electron microscope and microprobe methods. A mesothermal ore paragenesis composed of arsenic-nickel-cobalt-uranium-bismuth minerals was identified. The established paragenetic sequence is pyrite-bismuthinite; nickeline-gersdorffite-rammelsbergite-pechblende, in an assemblage hosted by lithic breccia. A second mineralization stage produced a porphyry copper deposit, spatially but not genetically associated with the above described assemblage.

Introducción

La manifestación nuclear Carrizal se localiza en el sector sur de la sierra de Volcán, Precordillera occidental, provincia de San Juan (Fig. 1), y se aloja en sedimentitas eocarboníferas del Grupo Angualasto (Limarino y Cesari 1992).

Entre los años 1960 y 1986 fue explorada por uranio por la Comisión Nacional de Energía Atómica, de cuyos trabajos surge un vasto conjunto de informes internos (Antonietti 1966, 1969 y 1975; Navarra 1977; Moreno Peral 1986), en algunos de los cuales, sobre la base de análisis químicos, se sugiere la existencia de minerales de As, Ni y Co. Parte de esa información se encuentra resumida en la recopilación de Belluco *et al.* (1972) sobre los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan.

En el área de la manifestación, posteriores estudios de las asociaciones de alteración y minerales de mena permitieron establecer una paragénesis correspondiente a un depósito tipo cobre porfirico (Rubinstein 1995), el cual no está genéticamente vinculado a la mineralización de U sino espacialmente sobreimpuesto a ésta.

El estudio de muestras provenientes de un pique de 60 m de profundidad ubicado en las proximidades de la quebrada de Volcán, aproximadamente 600 m al norte

de la confluencia de ésta con la quebrada de los Jachalleros (Fig. 1), permitió reconocer en la caja sedimentaria la presencia de una paragénesis constituida por una asociación de minerales de arsénico-níquel-cobalto-uranio-bismuto, cuyo estudio es el objetivo del presente trabajo.

Estudios de secciones delgadas y cortes pulidos, análisis por difracción de rayos X (DRX), análisis con microscopio electrónico de barrido provisto de equipo de energía dispersiva (EDAX) y microsonda electrónica (CAMEBAX), permitieron identificar las distintas fases minerales, determinar su composición química cuantitativa, y establecer las relaciones texturales existentes entre las mismas. Con estos datos se realizaron algunas consideraciones sobre la evolución de las condiciones físico-químicas de los fluidos mineralizantes y se estableció la secuencia paragenética.

Paragénesis del pórfiro cuprífero

Investigaciones llevadas a cabo en el área de la manifestación permitieron detectar la existencia de un halo de alteración hidrotermal con procesos supergénicos sobreimpuestos (Fig. 1), el cual muestra un patrón concéntrico con un núcleo de alteración

biotítica, seguido por una zona de alteración sericitica y por último una zona de alteración predominantemente clorítica, encontrándose la silicificación y carbonatización muy difundidas en toda la zona estudiada. Tanto el diseño espacial de las alteraciones como el patrón evolutivo de las soluciones mineralizantes permitieron asignarlas a un depósito tipo pórfiro cuprífero (Rubinstein 1995), el cual está espacial y genéticamente vinculado a un conjunto de pequeñas apófisis de composición riolítica a dacítica de edad permo-triásica (Rubinstein y Koukharsky 1995). La mineralización se presenta diseminada o en venas y venillas, que en algunos sectores llegan a conformar un *stockwork*, con una asociación geoquímica de Cu-Mo-As-(Pb-Zn-Sb-Te-Bi-Ag-Au), característica de los sectores superiores y de menor temperatura de los pórfiros. Como parte de la paragénesis se han reconocido pirita, blenda, calcopirita, molibdenita, pirrotina, melnikovita, marcasita, arsenopirita, telururo de bismuto y Au nativo con pequeños porcentajes de Ag. La ausencia de anomalías de U y Th en las apófisis ácidas responsables de esta mineralización, indicaría que el mineral de uranio no está genéticamente vinculado a dicho evento mineralizante (Rubinstein 1995).

Paragénesis de As-Ni-Co-U-Bi

El estudio de testigos provenientes del pique revela la presencia de una asociación de minerales metalíferos constituida principalmente por rammelsbergita, gersdorffita y pechblenda, y en menor proporción por pirita, niquelina y bismutinita. Esta asociación se presenta diseminada en una brecha lítica con alteración carbonática profusa (el carbonato ha sido identificado como dolomita en análisis por DRX), penetrativa y en venas. Se observa además la presencia de annabergita, $Ni_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, en agregados fibroso-radiales, incoloros a verdes, ya sea conformando zonas dentro de los minerales de mena o como constituyente de venas.

La pirita es escasa y se presenta en cristales eudricos, en algunos casos rodeados de orlas de arseniuros. Los minerales de níquel y cobalto constituyen una compleja zonación de arseniuros-arseniatos que se inicia con la cristalización de niquelina, seguida de una zonación rítmica constituida por rammelsbergita ($NiAs_2$), gersdorffita ($NiAsS$) y annabergita que genera cristales eudrales (Fig. 2a). La pechblenda se presenta con su característica textura botroidal y grietas de retracción, y por lo general aparece espacialmente vinculada a los arseniuros con los que forma un particular diseño en cocarda (Fig. 2b), encontrándose en algunos casos incluida, y en otros rodeando a los cristales de

rammelsbergita-gersdorffita-annabergita; ocasionalmente se la observa constituyendo agregados aislados en la matriz silicática. La bismutinita se presenta en pequeños cristales de hábito prismático formando agregados, generalmente radiales, dentro del arseniato o aislados en la ganga.

Acompañando a la asociación descrita se observa muy escasa blenda y calcosina relleno de grietas desarrolladas en los bordes de los cristales de los sulfoarseniuros-arseniatos. Diseminada en la matriz de la sedimentita se encuentra escasa jarosita.

Métodos analíticos

Difracción de rayos X

Análisis por DRX realizados por el método de polvo (Debye-Scherrer), con cámara de 114,6 mm, tubo de

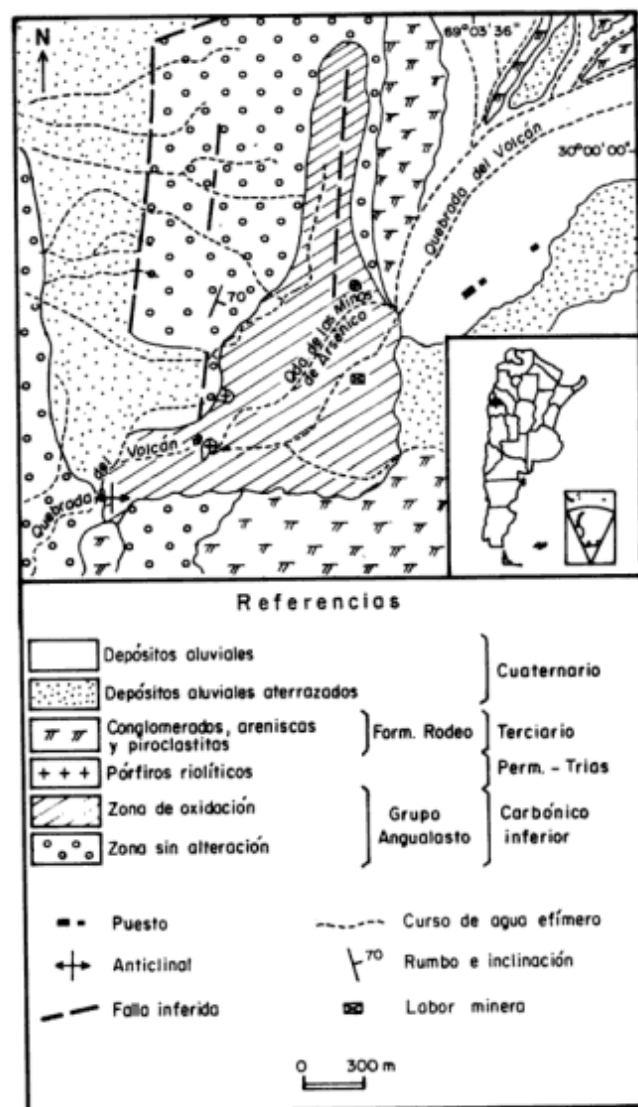


Figura 1: Mapa de ubicación y esquema geológico del área de la manifestación (tomado de Rubinstein 1994).

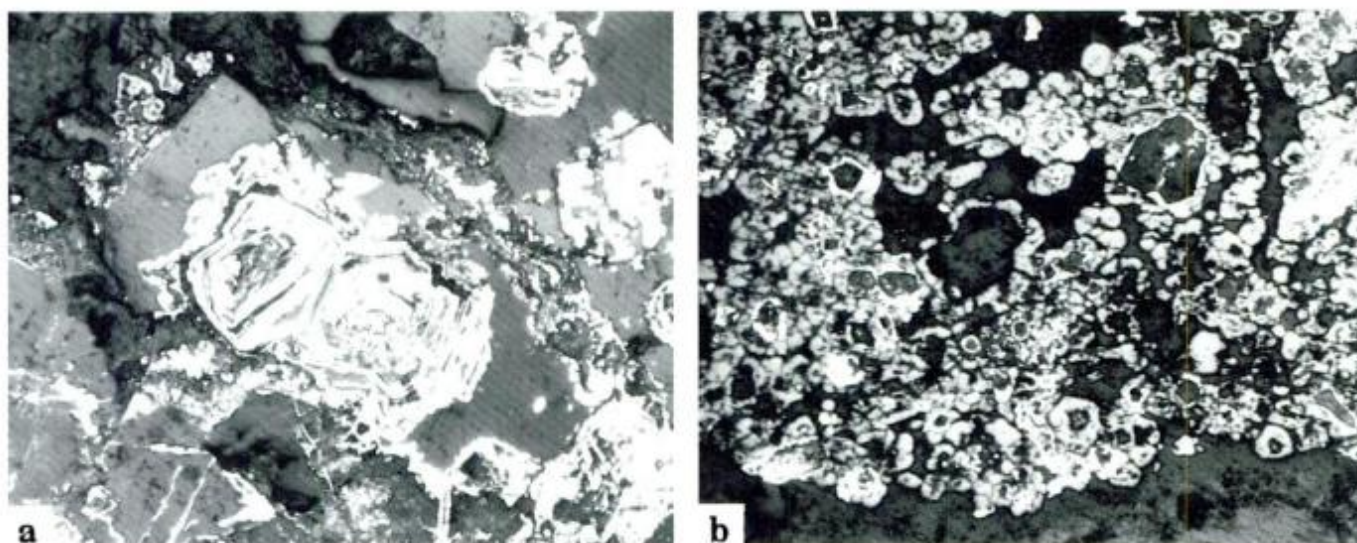


Figura 2: a. Microfotografía (luz reflejada plano-polarizada) mostrando la zonación rítmica formada por la gersdorffita, la mezcla rammelsbergita-gersdorffita y la annabergita, las que generan cristales euedrales (200 aumentos). b. Microfotografía (luz reflejada plano-polarizada) mostrando la pechblenda con su característica textura botroidal y grietas de retracción, la cual se presenta espacialmente vinculada a los arseniuros y al arseniato, con los que forma un diseño en cocarda (200 aumentos).

Cu y filtro de Ni, permitieron la identificación de annabergita, gersdorffita y rammelsbergita a partir de sus espaciados interplanares (dÅ) principales y sus intensidades relativas (I) correspondientes, que se presentan en la Tabla 1.

Microscopio electrónico de barrido con equipo de energía dispersiva

Este método permitió obtener la composición química cuantitativa de algunos de los minerales de la paragénesis estudiada, entre ellos: gersdorffita, rammelsbergita, bismutinita, niquelina y annabergita (Tabla 2).

Los análisis realizados sobre diferentes zonas de los cristales de sulfoarseniuro muestran significativas variaciones composicionales aún dentro de un mismo cristal. Los porcentajes de los análisis 1 y 2, indican una composición que se ajusta a la fórmula estequiométrica teórica de la gersdorffita, para la cual se han registrado especies con hasta 13,34 % en peso de Sb en reemplazo de As (ficha 42-1344 del Mineral Powder Diffraction File, 1993) y hasta 17,8 % de Co en reemplazo de Ni (Bayliss 1982). Los análisis 3, 4, 5, 6 y 7 muestran un rango de composición muy estrecho y una estructura (determinada por DRX) que corresponde a la de la rammelsbergita, por lo que

podría sugerirse que se trata de una variedad de rammelsbergita rica en S, ya que en las variedades conocidas el S alcanza a constituir hasta el 2,45 % en peso del mineral (Palache *et al.* 1944; Anthony *et al.* 1990). No se observan variaciones composicionales claras del sulfoarseniuro de Ni respecto de la distancia del contacto con pechblenda, como surge de los análisis 4 y 7 (correspondientes a diferentes cristales en el contacto con pechblenda), y 5 y 6 (que corresponden, respectivamente, a esos mismos cristales pero en puntos alejados del contacto).

Los análisis 8 y 9, pertenecientes a la bismutinita, no se ajustan a la fórmula teórica (en un caso por exceso de S y en otro por defecto) pero no difieren en más del 5 % respecto de los valores presentados por Palache *et al.* (1944) para este mineral, en el cual es frecuente el reemplazo de Bi por Sb hasta un 42% en moles de Sb_2S_3 (Springer 1969). Si bien no se conocen citas de presencia de Ag en la composición de la bismutinita, pequeñas proporciones de Ag conjuntamente con otros metales suelen separarse durante la extracción industrial del Bi a partir de este mineral (Galmes 1955). El análisis 10 da una relación As/Ni que corresponde a la fórmula estequiométrica teórica de la niquelina.

Los análisis 11 y 12 muestran la composición química semicuantitativa de la annabergita (el equipo no mide O ni H). Según Palache *et al.* (1951) el Ni y el

Tabla 1: Espaciados interplanares principales e intensidades relativas de los minerales analizados. Mineral Powder Diffraction File (MPDF) 1993.

annabergita	6.66 (100)	3.20 (50)	2.98 (50)	7.90 (30)	MPDF 34-141
gersdorffita	2.84 (100)	2.54 (70)	2.33 (35)	1.71 (30)	MPDF 20-778
rammelsbergita	2.81 (70)	2.52 (100)	2.45 (90)	1.85 (60)	MPDF 33-126 o 11-14

Tabla 2: Microanálisis realizados con edax: 1 y 3 corresponden a diferentes zonas de un mismo cristal, lo mismo para los pares 4 y 5 y 6 y 7.

Elemento	% en peso											
	Gersdorffita		Rammelsbergita				Bismutinita		Niquelina	Annabergita		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	20.44	17.88	5.17	7.48	7.07	7.59	8.82	22.15	16.62	-	3.21	1.98
As	45.39	38.12	62.63	65.89	62.87	63.64	60.56	-	-	54.66	59.14	57.64
Ni	20.85	35.90	22.08	18.59	27.05	22.24	23.86	-	-	43.61	33.09	32.85
Co	13.20	0.86	9.64	8.04	3.01	6.53	6.76	-	-	1.73	3.63	6.34
Cu	0.12	-	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	0.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-	-	-	74.99	83.38	-	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	1.80	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.93	1.20
Sb	-	7.25	-	-	-	-	-	1.06	-	-	-	-

Co se sustituyen mutuamente, produciendo una serie completa en la cual estos cationes pueden ser a su vez reemplazados por cantidades significativas de Fe, Zn, Mg y Ca.

Microsonda electrónica

La composición química cuantitativa de los sulfoarseniuros de Ni obtenida con CAMEBAX (Tabla 3), permite corroborar la existencia de gersdorffita y rammelsbergita, previamente determinadas con análisis por EDAX. Los análisis 1, 2 y 3 corresponden a la composición ideal de la gersdorffita para la cual, de acuerdo al diagrama ternario CoAsS-FeAsS-NiAsS (Klemm 1965), la temperatura de cristalización debió estar comprendida entre los 200° y 300° C. Por otra parte, los análisis 4, 5 y 6 muestran una relación atómica As/S de aproximadamente 1,5 a 2, apartándose de la relación estequiométrica teórica, pero dentro

de los límites de la solución sólida de la gersdorffita sintética (Yund 1962); el alto contenido en As permite designar a esta especie como gersdorffita arsenical. Los análisis 7 a 11 reafirman la presencia de una variedad de rammelsbergita rica en S.

La composición de la pirita (análisis 12) corresponde a la de la fórmula estequiométrica ideal, S₂Fe. Impurezas de Co y Ni en reemplazo de Fe, y de As en reemplazo de S, son comunes en este mineral (Palache *et al.* 1944; Deer *et al.* 1964).

Secuencia paragenética

La distribución y relaciones texturales de los minerales de mena que constituyen la asociación estudiada, permiten establecer una secuencia paragenética tentativa que se simplifica en la Fig. 3. De acuerdo a las observaciones realizadas, los sulfuros (pirita y

Tabla 3: Microanálisis realizados con microsonda electrónica Camebax: 1, 2, 3, 9 y 10 corresponden a diferentes zonas de un mismo cristal.

Elemento	% en peso											
	Gersdorffita			Gersdorffita arsenical				Rammelsbergita				Pirita
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
As	45.83	46.56	46.81	52.18	53.83	57.44	58.80	64.46	63.28	67.04	65.80	4.23
S	18.48	18.30	17.89	14.97	12.25	13.45	6.35	5.81	5.82	3.31	4.74	50.44
Fe	1.37	1.35	1.09	3.97	0.35	2.69	0.07	0.03	0.15	0.25	0.21	42.39
Co	3.84	3.46	2.62	2.15	15.82	1.36	2.70	2.20	4.34	2.70	2.41	1.23
Ni	30.17	30.55	32.34	28.83	17.72	30.14	29.80	29.06	26.77	27.28	28.93	2.37
Total	99.69	100.22	100.75	102.10	99.97	105.08	97.72	101.56	100.36	100.58	102.09	100.66

bismutinita) habrían sido los primeros en depositarse. En un estadio posterior se habrían depositado los minerales de Ni comenzando por la niquelina, seguida de una zonación rítmica constituida por gersdorffita (en sus dos variedades), rammelsbergita y un mineral X (del cual actualmente no quedan relictos pues ha sido completamente reemplazado por annabergita). El pasaje de la fórmula básica $AsNi$ a la $(As,S)_2Ni$ (siempre con $As/S \geq 1$) indicaría un incremento tanto de la actividad a_{As} , como de la a_{Ni} . En un tercer estadio, el aumento significativo de la fugacidad f_{O_2} de las soluciones mineralizantes, ricas en As y Ni, habría determinado el reemplazo del mineral X por annabergita, permaneciendo estables los restantes minerales de la asociación. Si bien la annabergita aparece comúnmente como un derivado supergénico de los arseniuros y sulfoarseniuros de Ni (Palache *et al.* 1951; Boyle y Dass 1971; Betejtin 1977), en este caso, su coexistencia con los minerales de mena de Ni constituyendo una compleja zonación, corroboraría su origen hipogénico.

La relación textural existente entre la pechblenda y los cristales de rammelsbergita-gersdorffita-annabergita sugiere una depositación simultánea de aquélla con los arseniuros. Teniendo en cuenta que la pechblenda posee un rango de estabilidad muy grande (Kašpar y Hejl 1970), su depositación podría haber trascendido temporalmente la de los arseniuros.

La blenda puede ser considerada como constituyente de la asociación perteneciente al pórfiro cuprífero, en tanto que la calcosina sería producto del enriquecimiento supergénico que afectó al área mineralizada (Rubinstein 1995). Puede inferirse entonces, sobre la base de las relaciones texturales, que la paragénesis estudiada en este trabajo es temporalmente anterior a la del pórfiro. Esto permite acotar la edad de la mineralización de As-Ni-Co-U-Bi entre el Carbonífero temprano, que es la edad de la caja sedimentaria (Limarino y Cesari 1992) y el Triásico temprano, edad mínima propuesta para el pórfiro cuprífero (Rubinstein 1995).

Minerales	I Estadio	II Estadio	III Estadio
Pirita	_____		
Bismutinita	_____		
Niquelina		_____	
Gersdorffita			_____
Rammelsbergita			_____
Mineral X			_____
Pechblenda		
Annabergita			_____
Jarosita			_____

Figura 3: Secuencia paragenética de la asociación estudiada.

Otras manifestaciones en el país

La paragénesis de minerales de As-Ni-Co-U-Bi de la manifestación nuclear Carrizal guarda cierta similitud con la descrita para la mina San Santiago, localizada en el área de Jagüé, provincia de La Rioja (Brodtkorb 1969). Estas son, hasta el momento, las dos únicas manifestaciones en su tipo halladas en el área de Precordillera, localizándose ambas en Precordillera occidental. Asociaciones de características geoquímicas similares también fueron reconocidas en el área de Puna y Cordillera oriental, en los yacimientos La Esperanza, Romicruz y La Niquelina (Brodtkorb 1965, 1972 y 1973). Esta autora sugiere que estas mineralizaciones están relacionadas a un único ciclo magmático y por lo tanto a una misma subprovincia metalogénica (Brodtkorb 1973).

Agradecimientos

Las autoras agradecen a James Craig y al Virginia Polytechnic Institute and State University (USA) por la utilización de la microsonda electrónica y del EDAX, y al técnico Todd Solberg por la colaboración en el uso de los equipos mencionados. Se agradece igualmente a R. Rodano (CNEA) por los análisis de rayos X, a L. Kleiman (CNEA) por la traducción del Abstract y la lectura crítica del manuscrito, a M. Brodtkorb (UBA) por sus valiosas sugerencias y a los referatos respectivos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C., 1990. Handbook of mineralogy, VI. Elements, sulphides and sulphosalts. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona.

Antonietti, C., 1966. Manifestaciones uraníferas del "Grupo Carrizal". Jáchal - San Juan. Plan de Sondeos del Afloramiento N° 1. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 934. (Inédito).

Antonietti, C., 1969. Yacimiento nuclear Carrizal. Rodeo - San Juan. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 958. (Inédito).

Antonietti, C., 1975. Yacimiento Carrizal Sectores V y VI. Prov. de San Juan. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 945. (Inédito).

Bayliss, P., 1982. A further crystal structure refinement of gersdorffite. *American Mineralogist*, 67: 1058-1064.

Belluco, A., Diez, J. y Antonietti, C., 1972. Los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 9-33. Córdoba.

Betejtin, A., 1977. Curso de mineralogía. Editorial Mir, 739 p. Moscú.

Boyle, R.W. y Dass, A.S., 1971. The geochemistry of the supergene processes in the native silver veins of the Cobalt-South Lorrain Area, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 11 (1): 358-390.

- Brodtkorb, M.K. de, 1965. Estudio de la mineralización del yacimiento "La Esperanza", provincia de Salta. 2º Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 25-33, Tucumán.
- Brodtkorb, M.K. de, 1969. Estudio de la mineralización del yacimiento San Santiago, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (3): 183-190.
- Brodtkorb, M.K. de, 1972. Hallazgo de pechblenda en la mina Romacruz, provincia de Jujuy. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 1: 63-68. Córdoba.
- Brodtkorb, M.K. de, 1973. Estudio de la mineralización del yacimiento "La Niquelina", provincia de Salta y un análisis comparativo de sus posibles relaciones con los depósitos "Romacruz" y "La Esperanza". Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (4): 364-368.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1964. Rock-forming minerals. Non silicates. Vol. 5, Longmans Editores, 371 p. London.
- Galmes, P., 1955. Química inorgánica. Salvat Editores S.A., 1009 p. Barcelona - Madrid.
- Kašpar, J. y Hejl, V., 1970. Thermodynamic conditions of the origin of uraninites. Uranium exploration geology. Proceedings of International Atomic Energy Agency, PL 391/6: 301-314. Vienne.
- Klemm, D.D., 1965. Synthesen und analysen in den Dreieckdiagrammen. Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 103: 205-255.
- Limarino, O. y Cesari, S., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior), Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (6): 61-72.
- Mineral Powder Diffraction File, 1993. International Centre for Diffraction Data (ICDD), Databook, Sets 1- 42.
- Moreno Peral, C., 1986. Resultado de la exploración por sondeos. Yacimiento Carrizal, provincia de San Juan. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 2612. (Inédito).
- Navarra, P., 1977. Yacimiento "Carrizal" - Provincia de San Juan. Informe sobre el estado actual de los estudios geológicos. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe N° 950. (Inédito).
- Palache, Ch., Berman, H. y Frondel, C., 1944 -1951. The system of Mineralogy of J.D. Dana and E.S. Dana; vol. 1, 834 p. y vol. 2, 1124 p. J. Wiley & Sons, New York - London.
- Rubinstein, N., 1994. Escorodita como constituyente de venas en la manifestación Carrizal, San Juan, Argentina. 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 3: 457-461.
- Rubinstein, N., 1995. Petrología y metalogenia del magmatismo paleozoico superior-triásico del sector centro y sur de la sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 201 p. (Inédita).
- Rubinstein, N. y Koukharsky, M.L., 1995. Edades K/Ar del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera noroccidental sanjuanina (Lat. 30° 00 S, Long. 69° 03 O). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50: 270-272.
- Springer, G., 1969. Naturally occurring composition in the solid solution series Bi₂S₃-Sb₂S₃, Mineralogical Magazine, 37: 295-296.
- Yund, R.A., 1962. The system Ni-As-S: Phase relations and mineralogical significance. American Journal of Science, 260: 761-782.

Recibido: 21 de febrero, 1996

Aceptado: 3 de diciembre, 1996

Bentonitas potásicas ordovícicas en la Precordillera de San Juan y su significación tectomagmática

Carlos A. CINGOLANI¹, Warren HUFF², Stig BERGSTRÖM³ y Dennis KOLATA⁴

¹Centro de Investigaciones Geológicas y Departamento Científico de Geología, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata

²University of Cincinnati, Department of Geology, Cincinnati, Ohio 45221-0013, USA

³The Ohio State University, Department of Geology and Mineralogy, 125 South Oval Mall, Columbus, Ohio 43210, USA

⁴Illinois State Geological Survey, 615 E. Peabody Dr., Champaign, USA

ABSTRACT. *Ordovician K-bentonites in the Precordillera of San Juan and its tectomagmatic significance.* A succession of approximately 35 early Middle Ordovician K-bentonite beds are exposed in the Precordillera region near the town of Jachal, in San Juan Province (at Cerro Viejo and La Chilca sections). They occur in argillaceous limestone in the upper part of the San Juan Limestone and in the interbedded shales and mudstones at the base of the overlying Los Azules Formation. Total thickness of the K-bentonite-bearing interval is 23 m and individual beds range from 1 to 65 cm thick. An essentially Arenig-Llanvirn age for the K-bentonite succession is indicated by the presence of graptolites diagnostic of the Paraglossograptus tentaculatus Zone and conodonts indicating the Eoplacognathus suecicus Zone. The bentonites consist mainly of R1 ordered illite/smectite, characteristic of most of the lower Paleozoic K-bentonites, plus volcanogenic crystals. Similar to other K-bentonites, these probably represent the distal, glass-rich portion of fall-out ash beds derived from collision zone explosive volcanism. The geochemical data and preliminary plots on the magmatic discrimination diagram indicate the parental magma was of rhyolite to trachyandesite composition. Tectonic discrimination diagrams show the setting of Cerro Viejo ash layers as falling on the boundary between volcanic arc and within plate rocks, typical of collision margin felsic volcanic rocks. U-Pb isotope dating for two zircon fractions from one sample show a lower concordia intercept of 461, +7-10 Ma coincident with the biostratigraphic age. Thus, they have important implications for the origin and early history of the allochthonous Precordillera terrane and the Pacific margin of South America. Furthermore, they are potentially important in interpretations of the paleogeographic relations of Laurentia and Gondwana during Ordovician time.

Introducción

Las capas bentoníticas potásicas, como producto secundario de depósitos de cenizas volcánicas, son fuentes importantes de información geológica. Se trata de rocas piroclásticas vítreas transformadas casi totalmente en minerales del grupo de las arcillas (interestratificados de illita/esmectita), que conservan fenocristales volcanigénicos como biotita, cuarzo, feldespatos, circón y apatita. Asimismo se depositan rápidamente, como mantos de gran extensión, constituyendo horizontes ó niveles guías. Estas capas bentoníticas se presentan con espesores variables entre escasos centímetros y un metro, excepcionalmente de hasta dos metros. Preservan el registro de un vulcanismo explosivo asociado a márgenes activos, con lo cual adquieren significación tectomagmática. En escala regional, las capas bentoníticas sirven como excelentes marcadores cronoestratigráficos, porque

cortan múltiples facies y ofrecen confirmación independiente de los análisis bio y litoestratigráficos (Haynes 1994).

El desarrollo de extensos depósitos de cenizas volcánicas producidas durante el Ordovícico, ha sido documentado ampliamente en Laurentia, Baltoscandia y Avalonia (Kay 1935; Thorslund 1947), siendo conocidas como metabentonitas, bentonitas potásicas ó K-bentonitas, conformando un evento estratigráfico de relevancia, especialmente para el Caradociano (Huff *et al.* 1992).

En recientes análisis geotectónicos se ha discutido la posibilidad que para el Paleozoico inferior, Laurentia haya estado adyacente a Sudamérica (Dalziel 1991; Dalla Salda *et al.* 1992a) o que la Precordillera como terreno lauréntico hubiera sido anexada a Sudamérica (Ramos *et al.* 1986; Benedetto 1993; Astini *et al.* 1995). Por ésta circunstancia resultaba de interés revisar detalladamente los perfiles clásicos del Ordovícico de

la Precordillera, con posibilidades de ser portadores de capas de bentonitas potásicas, indicadoras de un vulcanismo de margenes activos, similares a las mencionadas en los depósitos de plataforma del Hemisferio Norte. Esto aportaría información útil para ajustar las posiciones paleogeográficas relativas, independientemente de los modelos geotectónicos, que

están basados fundamentalmente en evidencias paleomagnéticas.

Sobre la base de lo expresado, fueron llevados a cabo trabajos de campo exploratorios en diversos sectores con afloramientos del Ordovícico de la Precordillera. Como resultado de ellos se llegó al descubrimiento de una sucesión o complejo de capas bentónicas potásicas ordovícicas, en las cercanías de Jáchal en la Provincia de San Juan. La presente contribución tiene por finalidad entonces, dar a conocer su posición estratigráfica, edad, caracterización mineralógica y geoquímica y discutir las posibles implicancias tectomagnéticas.

Ubicación de la zona de estudio y marco geológico regional

Capas con bentonitas potásicas fueron halladas en dos perfiles (Fig. 1). El primero corresponde al flanco occidental del cordón de calizas del cerro Viejo situado al este de la localidad de Jáchal y al suroeste de Huaco y el segundo en la continuidad hacia el sur del mismo cordón, en el sector occidental del cerro La Chilca, aproximadamente 18 km al oeste de Tucunuco.

La zona de estudio, comprendida íntegramente en los relevamientos regionales de Furque (1979, 1983) y dentro del ámbito de plataforma de la Precordillera oriental (Baldis *et al.* 1982, 1989), está caracterizada por la presencia de afloramientos correspondientes a la Caliza San Juan (Arenigiano-Llanvirniano inf.), en cordones elevados y de dirección NE-SO, al que se adosan transicionalmente (Baldis y Beresi 1981) hacia el flanco occidental, fajas delgadas de rocas silicoclásticas gris oscuras correspondientes a la Formación Los Azules y equivalentes (Aceñolaza y Baldis 1987), con una rica fauna de graptolitos y conodontes (Cuerda y Furque 1975 y Ortega 1987) que ha permitido ubicar su posición cronológica en el lapso Llanvirniano-Caradociano. El espesor total de la unidad es de aproximadamente 150 m. Según Ortega (1987) y Astini (1991) en la quebrada de los Azules, se presenta, la Formación Los Azules (Llanvirniano-Llandeiliano inf.) y sobrepuesta a ella continúan niveles del Caradociano atribuidos a la Formación Las Plantas, portadora de las Biozonas de *N. gracilis* y *Cl. bicornis*. En clara discordancia regional, se desarrollaron posteriormente las secuencias molásicas del Grupo Paganzo (Carbonífero superior-Triásico) y finalmente los potentes sedimentos continentales cenozoicos.

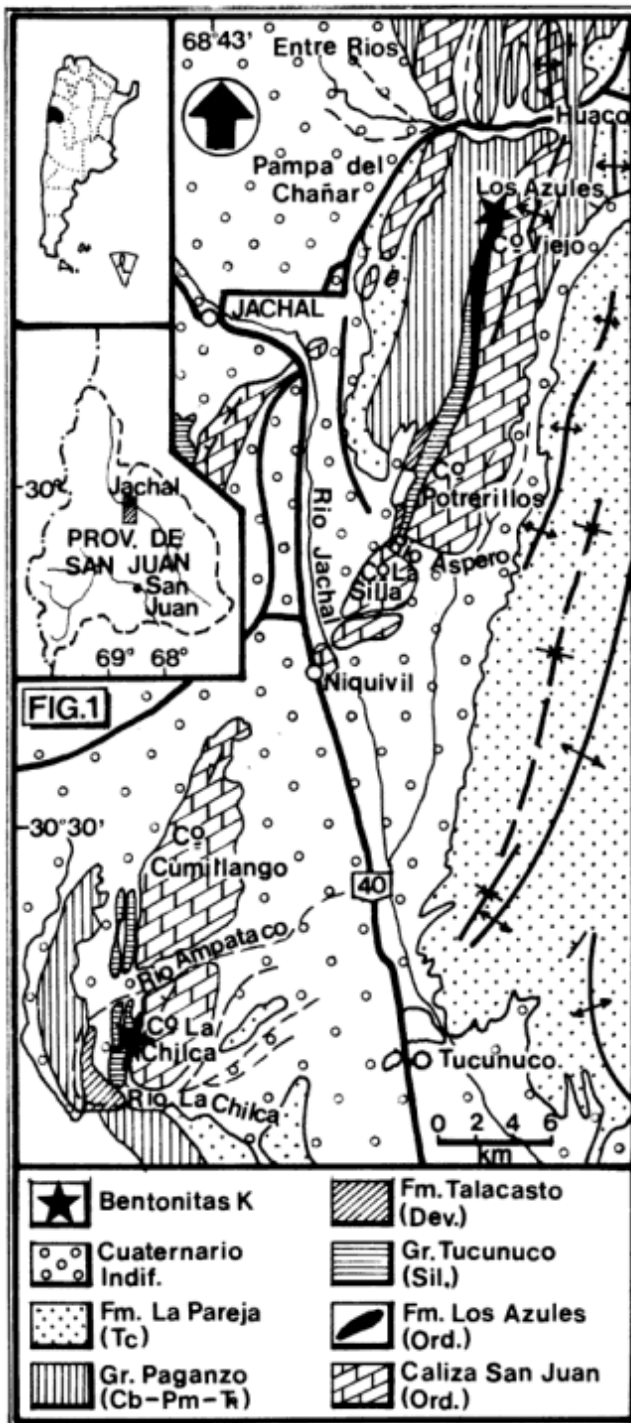
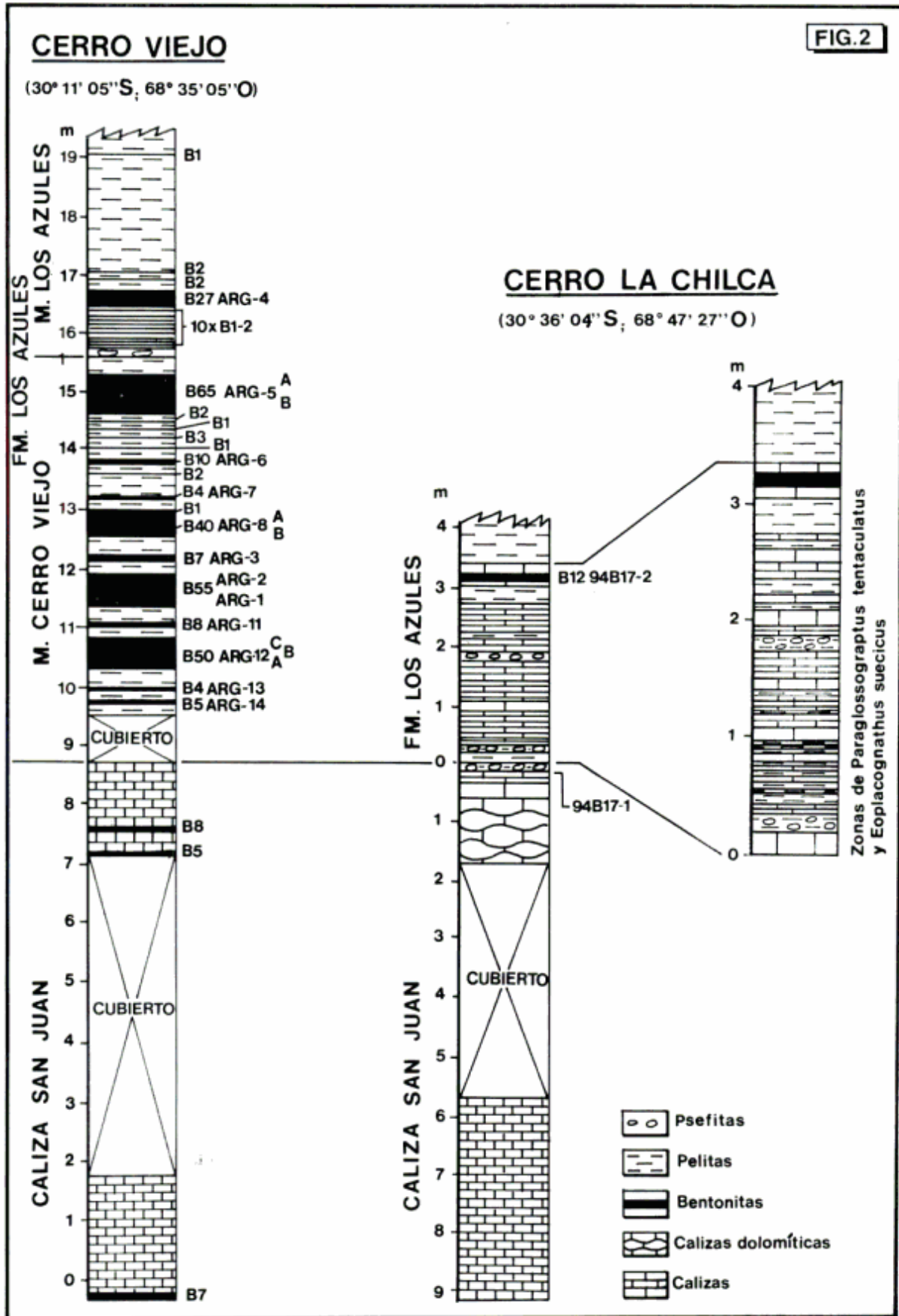
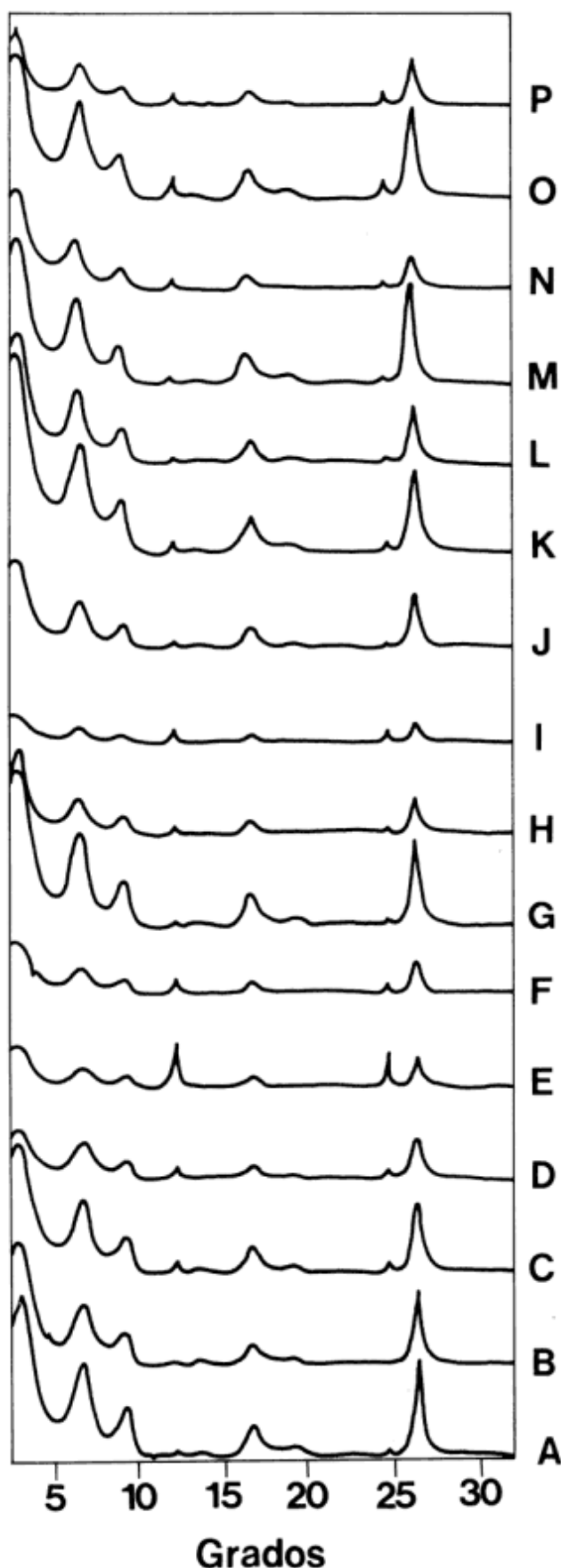


Figura 1: Bosquejo geológico regional, basado en Furque (1979, 1983). Ubicación de los sectores con bentonitas potásicas.

Figura 2: Columnas estratigráficas correspondientes a los perfiles de cerro Viejo y cerro La Chilca. Posición de las capas bentónicas (B 2) y ubicación de las muestras analizadas (ARG-8B).





Investigaciones previas

Uno de los primeros aportes bioestratigráficos de la región del cerro Viejo-Los Azules, corresponde a Borrello y Gareca (1951), quienes describieron la presencia de *Nemagraptus gracilis* asignando a la secuencia una edad caradociana temprana. Posteriormente Harrington (1957), al estudiar el perfil de la quebrada de los Azules, reconoció las principales unidades aflorantes, integradas por la Caliza San Juan, seguida por una agrupación de estratos que subdividió en "Cerro Viejo shales" y "Los Azules shales", con rangos equivalentes de formaciones y caracterizadas por asociaciones de graptolitos del Llandeiliano-Caradociano.

Por su parte Furque (1979, 1983), reunió dentro de la Formación Los Azules a las dos unidades reconocidas por Harrington (1957). Posteriormente Cuerda y Furque (1975) asignaron el rango de Miembros a esas primitivas formaciones, manteniendo la denominación de Formación Los Azules, con unos 80 m de espesor para el conjunto. La edad, sobre la base del contenido fosilífero, fue asignada al Llanvir-niano-Caradociano temprano, con características de sucesión estratigráficamente condensada en comparación con la aflorante más al norte en la región de Guandacol.

Nuevos aportes importantes desde el punto de vista estratigráfico para la zona, fueron presentados por Blasco y Ramos (1976), Hünicken y Ortega (1980) y Cuerda (1986). Cabe destacar que Ortega (1987) en el perfil de cerro Viejo, reconoció tres Miembros en la Formación Los Azules, con un espesor total de 318 m, con numerosos graptolitos y conodontes que confirmaron la edad Llanvirniano-Caradociano temprano. Alfaro y Cuerda (1990) aportaron con nuevas descripciones de graptolitos del Caradociano tardío en la Formación Los Azules, del perfil del cerro Viejo. Las contribuciones de Astini (1991, 1994) han permitido agrupar las unidades ordovícicas coetáneas de la Formación Los Azules, como "Aloformación Gualca-mayo", diacrónica y separada por discontinuidades.

Es de consignar, que no se han registrado menciones previas sobre la presencia de capas bentoníticas en Precordillera, para el Paleozoico inferior. Los autores, adelantaron resultados preliminares en reuniones

Figura 3: Análisis por DRX (equipo SIEMENS D-500, Universidad de Cincinnati) en fracciones menores a dos micrones, tratadas con etileno-glicol durante 24 hs a 60° C. Muestras (a) ARG-1, (b) ARG-2, (c) ARG-3, (d) ARG-4, (e) ARG-5, (f) ARG-6, (g) ARG-8a, (h) ARG-8b, (i) ARG-9, (j) ARG-10, (k) ARG-11, (l) ARG-12a, (m) ARG-12b, (n) ARG-12c y (p) ARG-14. Se destaca la presencia predominante de interestratificados (Ordenados R1) de illita/esmectita y menores cantidades de caolinita. Todas las muestras pertenecen al perfil del cerro Viejo (véase Fig. 2).

realizadas en el exterior (Kolata *et al.* 1994; Bergström *et al.* 1994a y b; Huff *et al.* 1995).

Las bentonitas potásicas

a. Posición estratigráfica y edad

Se reconoció una sucesión de 35 capas con bentonitas potásicas en el perfil del cerro Viejo-Los Azules y otra secuencia de menor desarrollo en el cerro La Chilca. La presencia de estas capas bentoníticas se inicia en los

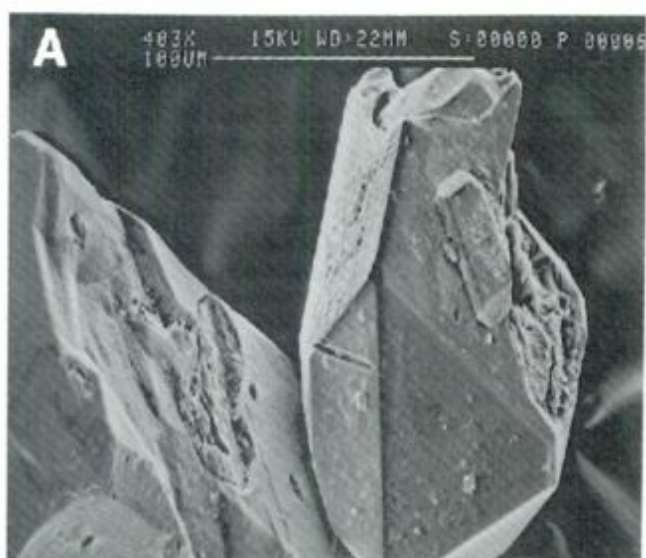


Figura 4: Cristales de circones provenientes de la muestra ARG-1 de Cerro Viejo. A: fotografía con microscopio electrónico de barrido (SEM). B: fotomicrografía.

niveles superiores de la Caliza San Juan y continua en la sección alternante con rocas pelíticas, cherts y limolitas, reconocida como la base de la Formación Los Azules (Fig. 2). Los espesores de las capas bentoníticas varían entre 1 y 65 cm, en un intervalo de unos 23 m de la secuencia sedimentaria mencionada.

Estos niveles con bentonitas, son generalmente friables y tienden a formar costras que se quiebran con fracturas astillosas cuando se secan. Son típicamente de tonalidades pardo-amarillentas a anaranjadas pálidas, a veces con variaciones de grises claros. En virtud de que son poco resistentes a la alteración meteórica (comparadas con las demás rocas de la sucesión sedimentaria) constituyen entradas prominentes en las superficies de los afloramientos.

En el intervalo estratigráfico mencionado, abundantes graptolitos de la Biozona de *Para-glossograptus tentaculatus*, como asimismo conodontes de la Biozona de *Eoplacognathus suecicus*, han sido mencionados (Cuerda y Furque 1975; Cuerda 1986 y Hünicken y Ortega 1987). En el nivel B-55 (Fig. 2) el conjunto fosilífero (revisado por el Dr. J. Maletz) incluye formas de *Undulograptus austrodentatus*, *Paraglossograptus tentaculatus*, *Cryptograptus antennarius*, *Anomalograptus reliquus*, *Pseudotrigraptus ensiformis*, *Acrograptus actidues*, que representaría un nivel no más antiguo que la Biozona de *Undulograptus austrodentatus*, Subzona de *Undulograptus sinicus*, o sea que se trata de un horizonte muy cercano al límite Arenigiano-Llanvirniano. Es decir que las capas bentoníticas encontradas tienen una posición estratigráfica que va desde el Arenigiano superior hasta el Llanvirniano inferior. La datación U-Pb sobre las muestras ARG-8B y ARG-1 (ver ubicación en Fig. 2) en varios grupos de circones (Huff *et al.* 1995; W. Huff, inédito), han brindado intersecciones inferiores de la concordia de 461 +7-10 y 464 +/-3 Ma respectivamente, que reflejarían la edad de la erupción de las cenizas, coincidente en el caso con la edad bioestratigráfica.

b. Características mineralógicas

Los análisis realizados tanto por DRX en fracciones menores de 2 micrones, como mediante la separación de minerales con líquidos pesados, usando las fracciones de malla mayor de 70 y menor de 200, en 14 muestras de bentonitas potásicas (Krekeler *et al.* 1995) permitieron la determinación de la mineralogía autigénica y de arcillas, como asimismo la mineralogía primaria de origen volcánico. Estos análisis, muestran claramente que el vidrio volcánico primario ha sido alterado en minerales de las arcillas y muchas de las texturas originales han sido enmascaradas a través de los procesos de diagénesis. Interestratificados (ordenados R1) de illita/esmectita y en menor proporción caolinita, forman aproximadamente entre

el 70 y 90% de las muestras estudiadas (Fig. 3). Asimismo, minerales volcanigénicos, como cuarzo, biotita, feldespato, apatita y circón con formas euhedrales y en muchos casos portadores de inclusiones (Fig. 4), componen entre 10 y 15% del total, mientras que minerales autógenos como anatasa, feldespato potásico y yeso, constituyen el porcentaje restante.

La mineralogía volcanogénica encontrada en las capas bentoníticas del perfil cerro Viejo-Los Azules, es básicamente similar a la descrita en Laurentia y Báltica para el Ordovícico medio. Los minerales de las arcillas sugieren que la temperatura alcanzada por el soterramiento fue de alrededor de 50°-80° C. El índice de color de alteración en conodontes contenidos en las calizas del Ordovícico de la región de Jáchal (Keller *et al.* 1993) indican a su vez una temperatura estimada entre 100° y 150° C. Esta actividad térmica baja significa que los estudios sobre la composición isotópica y de elementos mayoritarios y minoritarios de los minerales volcanogénicos primarios, son potencialmente útiles para caracterizar el ambiente tectomagmático generador de las cenizas volcánicas.

c. Composición geoquímica

Los análisis de cinco muestras, para elementos mayoritarios y traza en rocas totales de las bentonitas, mediante técnicas de XRF, ICP y microsonda (Cameca SX-50, de cuatro canales, Universidad de Cincinnati), permitieron la confección de diagramas de discriminación magmática según Winchester y Floyd (1977).

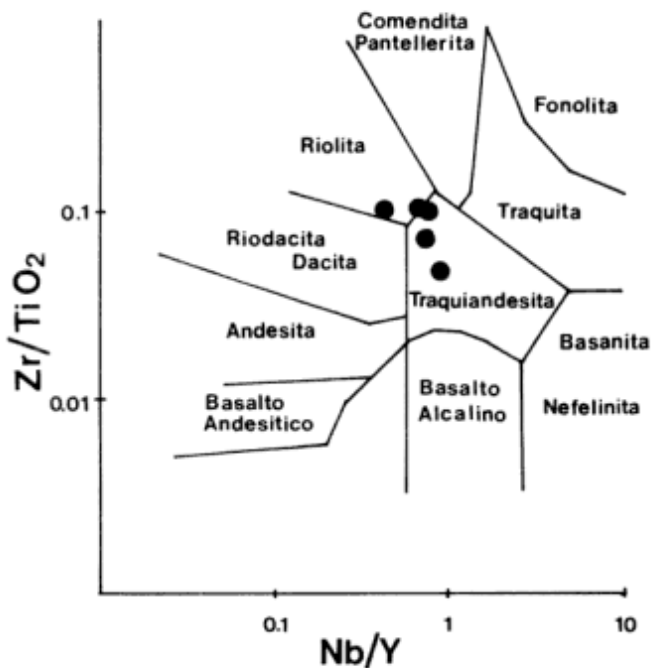


Figura 5: Posición de las muestras analizadas, en diagrama según Winchester y Floyd (1977).

Los datos obtenidos (Fig. 5) sugieren que el magma parental fue esencialmente de composición riolítica a traquiandesítica. Magmas félsicos de éste tipo, son capaces de producir erupciones explosivas de gran escala, particularmente cuando están vinculados a eventos formadores de calderas.

Sobre la base del estudio comparativo con otras capas bentoníticas potásicas reconocidas (Huff *et al.* 1992), las de cerro Viejo-Los Azules y cerro La Chilca, representarían típicas caídas de cenizas vítreas, correspondientes a un volcanismo explosivo de gran escala, asociado a una zona de subducción.

Las rocas analizadas, según su posición estratigráfica, siguen un tren de composición desde traquiandesítico hacia riolítico, lo que podría indicar una continuidad evolutiva del magma o una mezcla de magmas andesíticos y riolíticos. Por su parte, los análisis sobre las Tierras Raras señalan un enriquecimiento relativo en las livianas y depresión en las pesadas, hecho frecuente en magmas félsicos altamente evolucionados. Asimismo, varias muestras presentan una pronunciada anomalía negativa de Eu, común en magmas donde gran parte de la plagioclasa se ha fraccionado. En los diagramas de discriminación tectónica de granitos según Pearce *et al.* (1984), las rocas estudiadas de cerro Viejo se ubican en el límite

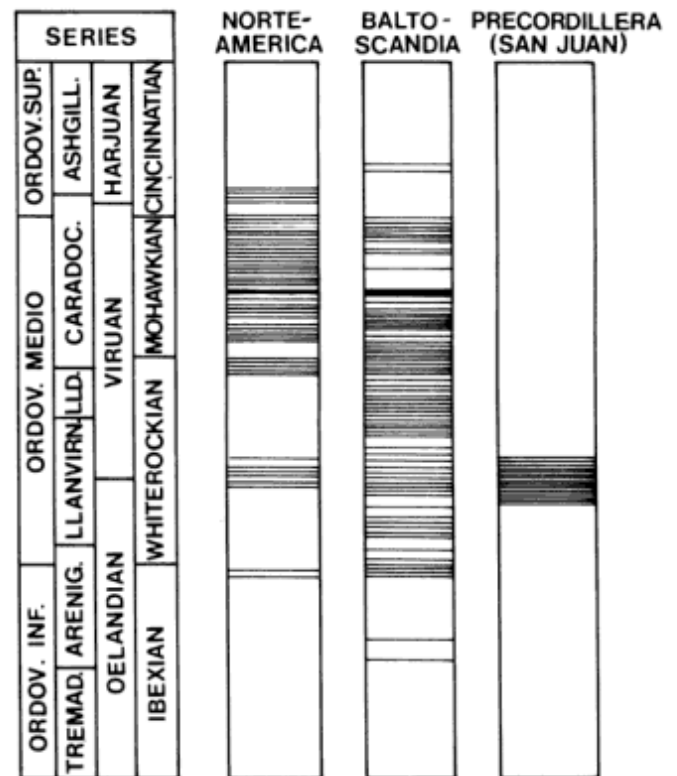


Figura 6: Correlación de niveles bentoníticos del Ordovícico de Norteamérica, Baltoscandia y Precordillera. Las líneas horizontales representan en forma esquemática los niveles bentoníticos.

entre arco volcánico e intraplaca, lo cual es típico de volcanitas félsicas de márgenes colisionales (Huff *et al.* 1995).

d. Comparación con secuencias bentoníticas de *Laurentia* y *Baltoscandia*

Posibles comparaciones de la Precordillera con *Laurentia*, ya han sido mencionadas respecto a la estratigrafía del Paleozoico inferior, en trabajos anteriores (Bond *et al.* 1984; Ramos *et al.* 1986) y similitudes con las secuencias de Apalaches y Ouachitas (Dalla Salda *et al.* 1992b; Benedetto 1993, Astini *et al.* 1995). En cuanto a las bentonitas potásicas halladas en *Laurentia*/*Baltoscandia*, puede expresarse que si bien se presentan allí desde el Arenigiano al Ashgilliano, los complejos de mayor relevancia hasta el momento conocidos, se encuentran en las secuencias caradocianas, inmediatamente por encima de la Biozona graptolítica de *Diplograptus multidens* y Biozona de conodontes (atlántica) de *Amorphognathus tvaerensis*. Estas capas son conocidas como "Millbrig" y "Deicke K-bentonites", constituyendo las más expandidas en la parte oriental de *Laurentia* y como "Big Bentonite" o "Kinnekulle K-bentonite" en *Baltoscandia* (Huff *et al.* 1992).

Las secuencias bentoníticas de la Precordillera, reconocidas hasta el momento esencialmente en el Arenigiano-Llanvirniano, podrían tener alguna equivalencia con aquellas presentes en el sector Sudeste de Norteamérica (área de Marathon en el oeste de Texas), que han recibido sedimentos de un sector cratónico de plataforma y por otro lado de una fuente mixta volcánica-sedimentaria-metamórfica proveniente del sur (Dickerson 1994). De todas maneras son necesarios estudios más detallados, especialmente de la mineralogía y geoquímica de los niveles bentoníticos, para avanzar en las posibilidades de definir comparaciones precisas y las probables zonas fuente de aporte piroclástico.

Consideraciones finales

Las siguientes consideraciones pueden ser aportadas de acuerdo al trabajo realizado hasta el momento:

1. Presencia de un importante complejo de 35 estratos bentoníticos potásicos en los perfiles del Ordovícico de cerro Viejo y menor desarrollo en el cerro La Chilca de la Precordillera oriental sanjuanina.

2. La posición estratigráfica corresponde a la parte superior de la Caliza San Juan y los niveles inferiores de la Formación Los Azules (y equivalentes), que en base al contenido fosilífero se extiende desde el Arenigiano superior al Llanvirniano.

3. Las características mineralógicas y geoquímicas de las bentonitas sugieren que se trata de caídas de cenizas vítreas, correspondientes a un vulcanismo explosivo, asociado a una zona de subducción con probable tectonismo colisional.

4. Resulta necesario ampliar estos estudios en Precordillera, con el análisis de otros perfiles del Ordovícico superior, con el objeto definir la importancia de este vulcanismo en el contexto regional y su comparación precisa con secuencias ordovícicas conocidas en *Laurentia* y *Baltoscandia*.

5. Asimismo será relevante determinar la posible vinculación con el arco magmático del Famatina, noroeste Argentino, norte de Chile y sur de Bolivia, como probables zonas fuente del material piroclástico ahora transformado en bentonitas potásicas. Estos estudios abren la posibilidad de desarrollar una temática novedosa para el ámbito de la Precordillera.

Agradecimientos

A Ian Dalziel (Austin, USA), quien sugiriera y alentara con entusiasmo el desarrollo de éstas investigaciones. Se agradece la colaboración prestada por Rubén Pellichotti, de la Secretaría de Estado de Minería, en todos los aspectos vinculados al apoyo logístico del trabajo de campo.

Uno de los autores (C.A.C) agradece especialmente a A.J. Cuerda, Victor Ramos, M.M. Mazzoni y L. Dalla Salda, por los valiosos comentarios y discusiones sobre diversos aspectos fundamentales del trabajo. Asimismo el CIG (UNLP), ha brindado un apoyo valioso para el trabajo de campo y en análisis DRX sobre cinco muestras.

Agradecemos a M. Krekeler por su colaboración en la preparación de microfotografías y SEM, como así también a los árbitros de la Revista quienes contribuyeron con su opinión a mejorar la versión original del trabajo.

Fue llevado a cabo con apoyo parcial de CONICET y NSF en el marco del convenio de cooperación internacional y constituye una contribución al Proyecto IGCP 376: "Laurentian-Gondwana connections before Pangea".

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Baldis, B., 1987. The Ordovician System of South America. International Union of Geological Sciences, Publication 22, 70 p.
- Alfaro, M. y Cuerda, A. 1990. Nuevos graptolitos del Ordovícico superior en la Formación Los Azules, Cerro Viejo, Provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 27 (3-4): 273-280. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias

- deposicionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 851p. (Inédito).
- Astini, R.A., 1994. Sucesiones calcareo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. 5° Reunión Argentina de Sedimentología, p. 113-118. Tucumán.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L., y Vaccari, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America, Bulletin, 107: 253-273.
- Baldis, B. y Beresi, M., 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano del Oeste Argentino. Anais do 2 Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1:11-19.
- Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera de Argentina. 5to. Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445. Buenos Aires.
- Baldis, B., Bordonaro, O., Armella, C., Beresi, M., Cabaleri, N., Peralta, S. y Bastias, H., 1989. La cuenca paleozoica inferior de la Precordillera Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas, p. 101-121. Universidad Nacional de Tucumán.
- Benedetto, J.L., 1993. La hipótesis de la aloctonía de la Precordillera Argentina: Un test estratigráfico y biogeográfico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 3: 375-384. Mendoza.
- Bergström, S.M., Huff, W.D., Kolata, D.R., y Cingolani, C.A., 1994a. Ordovician K-bentonites discovered in the Precordillera of Argentina. A preliminary comparison with K-bentonite complexes in Laurentia and Baltoscandia. Joint meeting of IGCP Projects 376 & 319 and the 2nd Circum-Atlantic, Circum-Pacific terrane conference, Program and Abstracts, p.6. Nova Scotia.
- Bergström, S.M., Huff, W.D., Kolata, D.R. y Cingolani, C.A., 1994b. Ordovician K-bentonites in Laurentia, Baltica, and the Argentine Precordillera: implications for the SWEAT hypothesis and other interpretations of the paleogeography of the Iapetus. WOGOGOB (Working group on the geology of the Ordovician boundary) 94, abstracts volume, 1, p. 22. Bornholm.
- Blasco, G., y Ramos, V., 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del cerro La Chilca-Departamento Jáchal, provincia de San Juan. Ameghiniana, 13(3-4): 312-329. Buenos Aires.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A., y Kominz, M., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, 70: 325-345.
- Borrello, A.V., y Gareca, P., 1951. Sobre la presencia de *Nemagraptus gracilis* (Hall) en el Ordovícico del Norte de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6 (3): 187-193.
- Cuerda, A., 1986. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 49-57. Mendoza.
- Cuerda, A. y Furque, G., 1975. Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera. Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 47-49. Tucumán.
- Cuerda, A., y Furque, G., 1985. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. Actas Primeras Jornadas de Geología de la Precordillera 1: San Juan. Asociación Geológica Argentina, Serie "A", Monografías y Reuniones, 2: 113-118.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- Dalziel, I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19: 598-601.
- Dickerson, P.W., 1994. Ordovician tectonics, sedimentation and volcanism of southern Laurentian margin southwestern U.S. and eastern Mexico. Joint meeting of IGCP Projects 376 & 319 and the 2nd Circum-Atlantic, Circum-Pacific Terrane conference, Program and Abstracts, p.15. Nova Scotia.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c-Jáchal, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 164: 1-79. Buenos Aires.
- Furque, G., 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c-Ciénaga de Gualilán. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 193: 111 p.
- Harrington, H.J., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. En: University of Kansas, Special Publication, 1: 1-259. Lawrence.
- Haynes, J.T., 1994. The Ordovician Deicke and Millbrig K-bentonite beds of the Cincinnati Arch and the southern Valley and Ridge Province. Geological Society of America, Special Paper, 290: 1-80.
- Huff, W.D., Bergstrom, S.M. y Kolata, D.R., 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology*, 20: 875-878.
- Huff, W., Bergstrom, S., Kolata, D., Cingolani, C. y Davis, D., 1995. Middle Ordovician K-Bentonites discovered in the Precordillera of Argentina. Geochemical and Paleogeographical implications. Ordovician Odyssey, Short Papers for the 7th International Symposium on the Ordovician System, 343-349. Las Vegas.
- Hünicken, M. y Ortega, G., 1980. Acerca del hallazgo de *Tetragraptus headi* (Hall) (Graptolithina) en la Formación Los Azules, Departamento Jáchal, San Juan. República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 53(3-4): 343-350.
- Hünicken, M. y Ortega, G.C., 1987. Lower Llanvirn Lower Caradoc (Ordovician) conodonts and graptolites from the Argentine central Precordillera. In: Austin, R.L. (Ed.): Conodonts, Investigative techniques and applications. Ellis Horwood Limited, p. 136-145. Chichester.
- Kay, M., 1935. Distribution of Ordovician altered volcanic materials and related clays. Geological Society of America, Bulletin 46: 225-244.
- Keller, M., Lehnert, O. y Buggish, W., 1993. The transition from diagenesis to low grade metamorphism in the Argentine Precordillera: An application of the conodont alteration index. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 294-299. Mendoza.
- Kolata, D.R., Huff, W.D., Bergström, S.M. y Cingolani, C.A., 1994. Ordovician K-bentonite beds discovered in the Precordillera of Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 26, p.503.
- Krekeler, M.P., Huff, W., Kolata, D., Bergström, S. y Cingolani, C., 1995. Mineralogy and grain characteristics of Middle Ordovician K-Bentonites from the Precordillera of Argentina. Ordovician Odyssey. 7th International Symposium on the Ordovician System, 355-356. Las Vegas.
- Ortega, G., 1987. las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, Zona de Huaco,

- Departamento Jáchal, San Juan. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exacta y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 1-190. (Inédito).
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M., y Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Thorslund, P., 1947. Om ordovicisk bentonit pa Bornholm. *Meddelelser Dansk geologisk forening*, 11: 171-178.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Recibido: 30 de agosto, 1995

Aceptado: 11 de febrero, 1997

Análisis de tafofacies transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina

Ester A. FARINATI¹ y Salvador ALIOTTA^{1,2}

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

²Instituto Argentino de Oceanografía, Av. Alem 53, 8000 Bahía Blanca

ABSTRACT. *Taphofacies in Holocene transgressive-regressive Bahía Blanca Estuary, Argentina.* Taphonomic processes (disarticulation, fragmentation, abrasion, bioerosion) leave evidence of their effects on skeletal remains and provide additional information about ancient sedimentary environments. As a result of a Holocene transgressive-regressive event in an estuarine environment, two taphofacies are recognized: shell ridges and tidal flat. Each has a different depositional history. During the transgressive stage, the skeletal concentrations as shell ridges were episodically accumulated below extraordinary storms under conditions of moderate to low wave energy. Bioclasts were exposed to a long period of reworking prior to final deposition. The death assemblages recorded belong to different habitats and may thus represent parautochthonous concentrations. By contrast, the tidal flat taphofacies was accumulated during the regressive stage over an extensive Holocene littoral flat, under low energy depositional conditions; the taphonomic signatures on the constituent shells are almost absent and the skeletal concentrations are autochthonous. The tidal flat taphofacies is characterized by a very well-preserved set of fossils (high taphonomic grade) whereas the shell ridges taphofacies is represented by poorly preserved fossils (low taphonomic grade).

Introducción

Los procesos tafonómicos que tradicionalmente han sido considerados como la principal fuente de pérdida de información y la causa de sesgos en el registro fósil, han adquirido en los últimos años un creciente interés ya que su estudio provee una información más completa de los ambientes antiguos (Lawrence 1968; Parsons y Brett 1991; Meldahl 1994).

Los fósiles muestran rasgos tafonómicos que reflejan esencialmente el ambiente en que fueron depositados. De este modo, las tafofacies o facies definidas según sus atributos tafonómicos rescatan los aspectos más positivos de la tafonomía, caracterizando las condiciones ambientales de los procesos post-mortem. El concepto de tafofacies fue definido por Speyer y Brett (1986) como sedimentos fosilíferos con historias tafonómicas similares. Las tafofacies se definen sobre la base de sus propiedades preservacionales a diferencia de las biofacies que se basan en sus taxa fósiles.

Los cambios del nivel del mar ocurridos durante el Cuaternario han sido estudiados desde un punto de vista principalmente morfo-sedimentológico; sin embargo, en muchos casos, el análisis tafonómico de

las concentraciones fósiles puede resultar un elemento valioso para comprender las condiciones energéticas paleoambientales y sus procesos de sedimentación.

El estuario de Bahía Blanca, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires, se caracteriza por una extensa red de canales y amplias llanuras de marea (Fig. 1). En su región costera se encuentran importantes testimonios morfológicos, sedimentológicos y paleontológicos que resultan claras evidencias de las variaciones holocenas del nivel del mar. Así, en cotas cercanas a los 8-10 m sobre el nivel del mar se dispone una serie de cordones de arena y conchillas correspondientes al período transgresivo del Holoceno medio-tardío (González 1989; Aliotta y Farinati 1990) (Fig. 2).

Entre los cordones conchiles y el canal de marea actual se desarrolla una antigua llanura de marea como consecuencia del episodio regresivo del nivel del mar. Dicha planicie resultó ser el habitat de comunidades bentónicas, típicas de un ambiente estuarial (Fig. 2).

Con el fin de documentar la preservación diferencial de grupos taxonómicos específicos, con respecto a las facies sedimentológicas en los cuales aparecen, se realiza el estudio de las tafofacies que caracterizan el

evento transgresivo-regresivo holoceno en un ambiente estuarial. Dicho estudio tiende a demostrar las ventajas de incorporar datos tafonómicos en el análisis paleoambiental.

Características estratigráficas

En el área costera del estuario de Bahía Blanca los sedimentos transgresivos-regresivos holocenos se apoyan sobre una limolita arenosa, en la cual el carbonato de calcio es el elemento cementante. Este

sustrato de edad pleistocena conforma una antigua plataforma de abrasión, erodada en sedimentos marino-estuariales (González 1984; Chaar *et al.* 1992) o en materiales de origen continental, asignados a la Formación Pampeano (Aliotta *et al.* 1991). Esta superficie erosiva, sobre la cual se apoyan en discontinuidad los sedimentos inconsolidados holocenos, se extiende regionalmente en toda el área costera con una pendiente hacia el sur de aproximadamente 0,1°-0,2° (Aliotta *et al.* 1987; Aliotta y Farinati 1990) (Fig. 2).

Numerosas dataciones radimétricas (González, *et al.* 1983; Farinati 1985; González 1989; Aliotta y Farinati

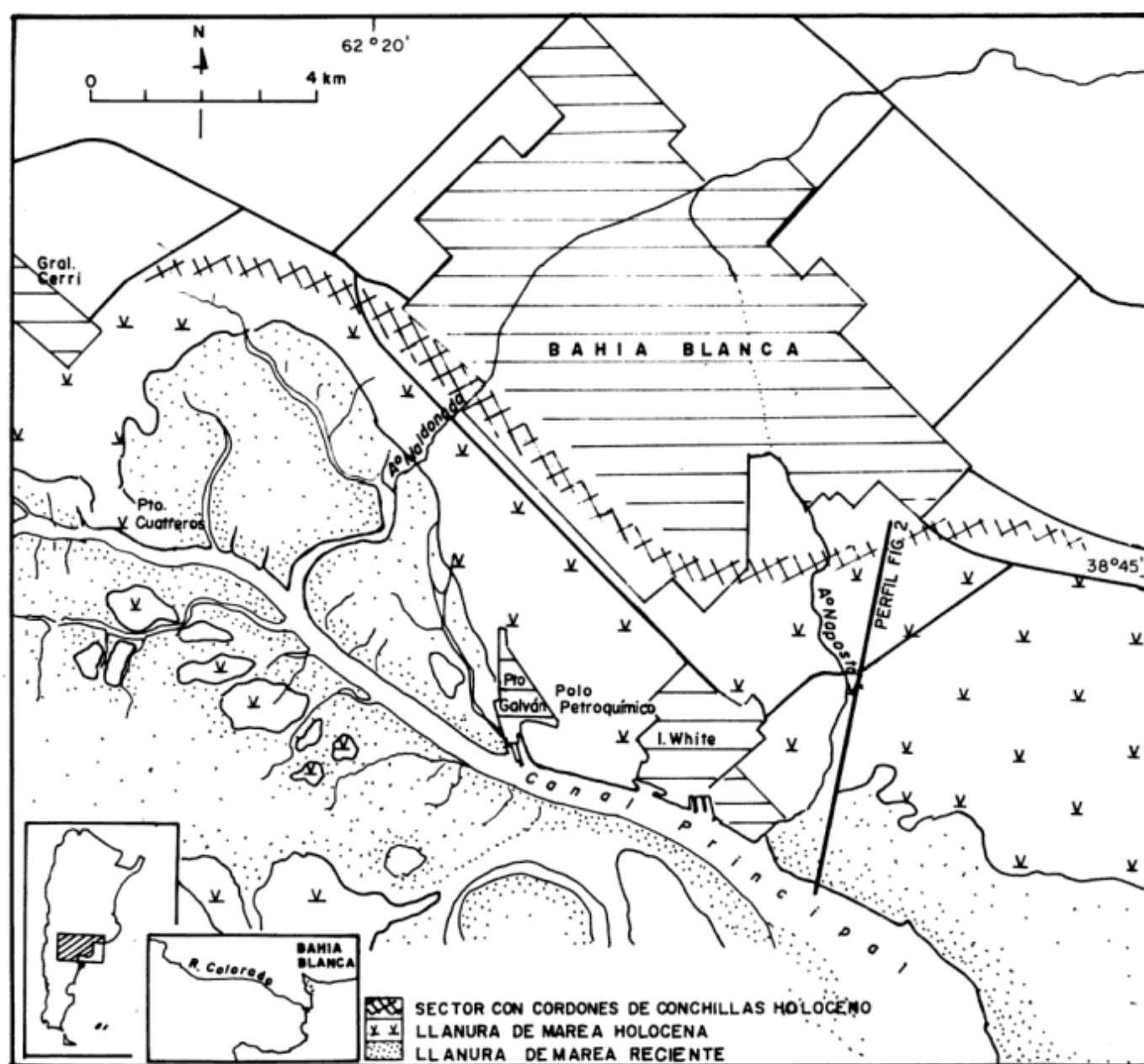


Figura 1: Ubicación del área.

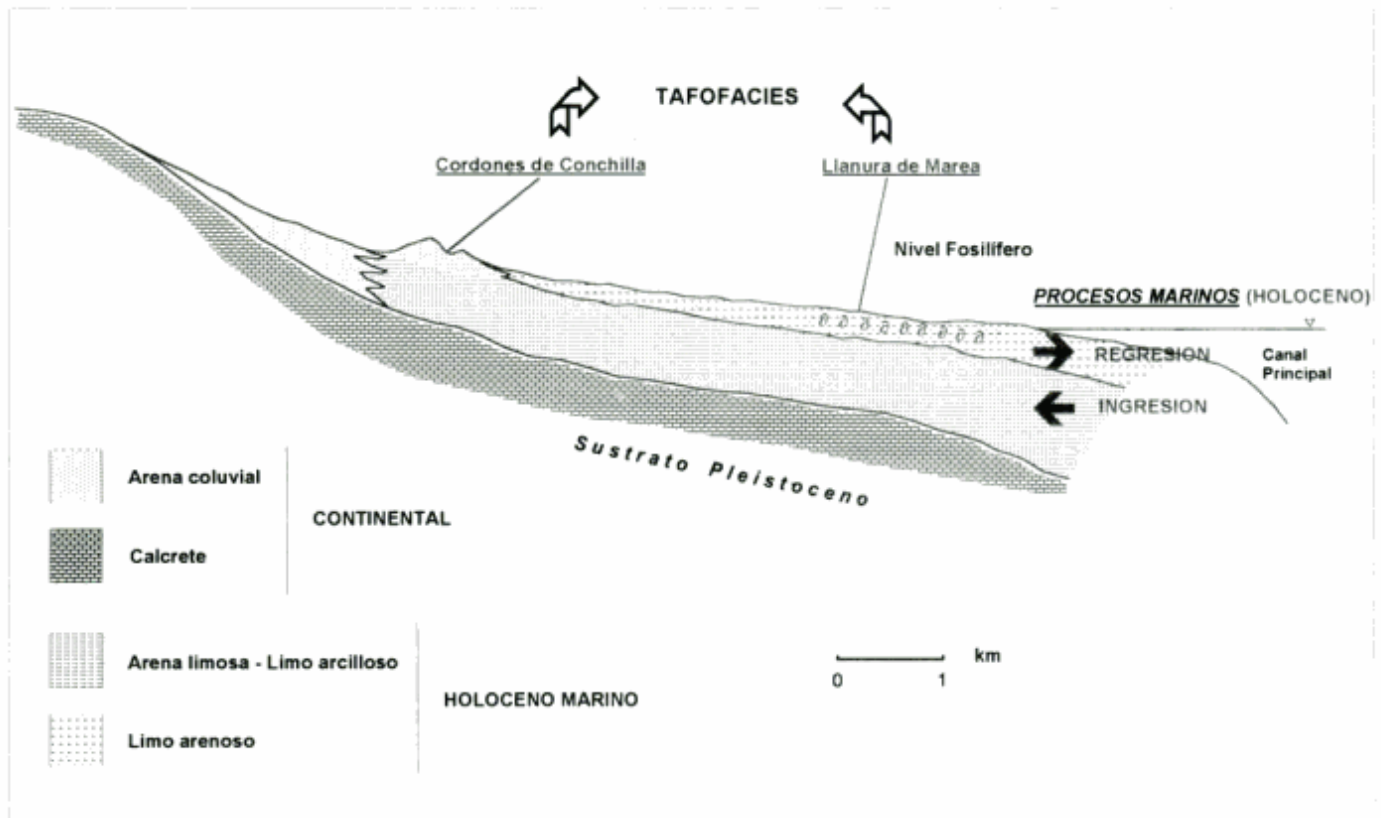


Figura 2: Perfil esquemático de la ubicación estratigráfica de las tafofacies analizadas.

1990; Farinati *et al.* 1992) indican que en la región costera del estuario de Bahía Blanca el último proceso transgresivo-regresivo ocurrió durante el Holoceno medio-tardío y está representado sedimentológicamente por una arena limosa-limo arcillosa, con pequeños rodados extraídos del basamento pleistoceno. El punto de inflexión avance-retroceso del nivel del mar marca la cota máxima de ingresión marina, puesta en evidencia por una serie de cordones de arena y abundantes restos de moluscos dispuestos aproximadamente paralelos a la costa actual entre los 8 y 10 m por sobre el nivel del mar (Fig. 3a).

Una amplia llanura de marea holocena de origen regresivo y cuyo sedimento es principalmente limoarenoso caracteriza morfológicamente toda la región costera del estuario.

Características texturales de los sedimentos

Las facies sedimentológicas portadoras de las concentraciones fósiles, cuyo análisis tafonómico es motivo del presente estudio, se describen a continuación.

Facies de cordones de conchilla

Corresponde a arena mediana a fina con un alto porcentaje de conchillas y en menor proporción rodados de cuarcita, caliche, limolita y pumicita. Los rodados de cuarcita se presentan subangulosos, de hasta 3 cm de diámetro mayor, mientras que los restantes son subredondeados y en general más pequeños que los anteriores. Se observa una estratificación paralela con los estratos separados por superficies de discontinuidad. Las características texturales no presentan una variación significativa entre los estratos. Hay niveles densamente fosilíferos formados casi exclusivamente por concentraciones esqueléticas (Fig. 3b). Las valvas presentan, generalmente, una orientación concordante con la estratificación, con la convexidad hacia arriba. También se ha observado la disposición apilada de valvas (*stacked*). Numerosas dataciones radiocarbónicas (Farinati 1985; González 1989) efectuadas sobre valvas de moluscos arrojaron edades que oscilan entre 4615 y 6650 años A.P.

Facies de llanura de marea

Estos sedimentos se componen de limo arenoso más o menos arcilloso, castaño claro. No presenta estruc-



Figura 3: a. Vista general de la estratificación del cordón de conchilla. (la pala mide 1 m). b. Detalle de las concentraciones esqueletales del cordón de conchillas (regla en cm). c. Nivel fosilífero originado durante el proceso regresivo, donde se observan valvas de *Tagelus plebeius* articuladas y en posición de vida (regla en cm).

turas sedimentarias visibles. Internamente presenta un horizonte fosilífero, donde se destaca la presencia del bivalvo infaunal *Tagelus plebeius* (Lighfoot) con sus valvas articuladas y en posición de vida (Fig. 3c). Dataciones C-14 establecen para esta facies edades que oscilan entre 3850-3373 años A.P. (González *et al.* 1983; Farinati 1985). Estos materiales se sobreponen a una arena fina limosa correspondiente a la facies transgresiva.

Características de las concentraciones fósiles

Las concentraciones fosilíferas presentes en ambas facies sedimentarias están compuestas fundamentalmente por moluscos, entre los cuales *Littoridina australis* (d'Orbigny), *Brachidontes rodriguezii* (d'Orbigny), *Tagelus plebeius* (Lighfoot) y *Pitar rostratus* (Koch) constituyen las formas más frecuentes.

Entre ambas facies resulta notable la diferente concentración de restos esqueletales. En los cordones la proporción de bioclastos es generalmente mayor al 50% con respecto al material lítico presente. Considerando la carta de estimación visual de abundancia porcentual de volumen de conchillas (Schäfer 1969), la relación conchilla-sedimento es mayor que 2:1. De esta elevada concentración de valvas resulta un empaquetamiento muy denso (Fig. 3b) donde la matrix soporte es bioclástica. En cambio, en la facies regresiva de llanura de marea la relación bioclasto-sedimento no supera 1:3.

El análisis de la diversidad específica denota variaciones importantes en el número de especies de moluscos presentes en los cordones de conchilla (50 especies), con aquellas de la llanura de marea (16 especies). Siguiendo el concepto de Kidwell *et al.* (1986), ambos depósitos se componen de concentraciones parautoctonas, aunque la facies de llanura de marea también posee concentraciones autóctonas, en las que se destaca una gran proporción de bivalvos en posición de vida (Fig. 3c).

Análisis de tafofacies

Los diferentes ambientes deposicionales establecidos desde un punto de vista sedimentológico, poseen, como es lógico, concentraciones fósiles con diferente grado preservacional. Los distintos procesos postmortem si bien van quitando gradualmente información al registro fósil, dejan evidencias de sus acciones sobre los restos esqueléticos duros y contribuyen a la caracterización paleoambiental de los procesos marinos estuarianos que sufrió la región costera de Bahía Blanca durante el último postglacial.

Las distintas características tafonómicas de las valvas y sus restos fueron analizadas tanto en el campo como en el gabinete y codificadas semicuantitativamente en base a la presencia o ausencia de sus atributos tafonómicos: desarticulación, fragmentación, abrasión y bioerosión.

Tafofacies de cordones de conchilla

Moluscos: Abundantes: *Littoridina australis* (d'Orbigny), *Brachidontes rodriguezi* (d'Orbigny), *Erodona mactroides* Daudin (Fig. 4, 1-2-3). Poco abundantes: *Pitar rostratus* (Koch), *Anachis isabellei* (d'Orbigny), *Olivella puelchana* (d'Orbigny), *Nucula semiornata* (d'Orbigny), *Corbula patagonica* d'Orbigny.

Atributos tafonómicos: muy alto grado de desarticulación valvar; fragmentación elevada (Fig. 4, 7-8-9-10-11); fuertes señales erosivas en la superficie externa de las valvas como bordes redondeados y pulidos con reducción de la ornamentación (Fig. 4, 15-16-17-18). Bioerosión de gastrópodos murícidos perforantes sobre las valvas de *Corbula patagonica* d'Orbigny, *Erodona mactroides* Daudin y *Littoridina australis* (d'Orbigny) (Fig. 4, 12-13-14).

Fauna asociada: briozoarios, octocorales, cirripedios, anélidos y decápodos.

Tafofacies de llanura de marea

Moluscos: Abundantes: *Tagelus plebeius* (Lighfoot), *Pitar rostratus* (Koch), *Raeta plicatella* (Lamarck) (Fig. 4, 4-5-6). Poco abundantes: *Nucula semiornata* (d'Orbigny), *Buccinanops deformis* (King), *Erodona mactroides* Daudin.

Atributos tafonómicos: Desarticulación muy baja. *Tagelus plebeius* (Lighfoot) aparece con sus valvas articuladas y en posición de vida (Fig. 3c). Se estima que la relación valva derecha/valva izquierda es 1:1. La fragmentación y abrasión son mínimas. No hay signos de bioerosión al no haber estado expuestos con posterioridad a la muerte de los organismos.

Fauna asociada: briozoarios, cirripedios, octocorales, ostrácodos y foraminíferos.

Discusión

El último ascenso del nivel del mar durante el período postglacial afectó las zonas costeras a nivel global, y especialmente en golfos, bahías y estuarios son numerosos los testimonios geológicos dejados por los procesos sedimentarios actuantes. La interpretación de los mecanismos intervinientes se ha venido realizando principalmente desde un punto de vista sedimentológico. Ultimamente el análisis tafonómico de las valvas de moluscos ha venido recibiendo cada vez más atención en la reconstrucción de las condiciones de sedimentación en ambientes tan diversos como carbonatos arrecifales (Parsons y Brett 1991), planicie inter-submareal (Meldahl y Flessa 1990), plataforma continental interna (Staff y Powell 1990) entre otros.

Los procesos tafonómicos que conducen a la destrucción esquelética de los organismos se suceden uno tras otro más o menos secuencialmente (Brett 1990). Según Meldahl y Flessa (1990) existe un orden de adquisición de los rasgos tafonómicos (*taphonomic pathway*), siendo la desarticulación uno de los primeros procesos postmortem que se produce a partir de la destrucción del ligamento orgánico que une las valvas.

Respecto a la fragmentación, las valvas de los moluscos, en especial los bivalvos, tienden a partirse a lo largo de líneas de debilidad, de ornamentación o de crecimiento (Fig. 4, 7-8-9-11). Los gastrópodos, por su parte, tienden a romperse en su abertura o en las formas de espira alta, normalmente se separa la última vuelta (Fig. 4, 10). En muchos casos, los fragmentos valvares tienen valor diagnóstico para la determinación sistemática, ya que aún así pueden clasificarse a nivel genérico y específico.

Dado que tanto la desarticulación, y en mayor medida, la fragmentación son claros indicadores de la energía ambiental de depositación, es factible establecer una primera diferencia entre las tafofacies definidas. En los cordones de conchilla el retrabajo de las valvas evidencia la importante acción del oleaje. En este depósito Farinati y Aliotta (1995) establecen una fragmentación alternante entre estratos, que sugiere, según Brett (1990), la existencia de eventos extraordinarios como aumento de la energía de ola y corriente,

Figura 4: Moluscos de la tafofacies de cordones de conchilla: **1**, *Littoridina australis* (d'Orbigny) (x 7); **2**, *Brachidontes rodriguezi* (d'Orbigny) (tam. nat.); **3**, *Erodona mactroides* Daudin (x 5). Moluscos de la tafofacies de llanura de marea: **4**, *Tagelus plebeius* (Lighfoot); **5**, *Pitar rostratus* (Koch); **6**, *Raeta plicatella* (Lamarck) (tam. nat.). Fragmentos de valvas con valor diagnóstico: **7**, *Nucula puelchana* (d'Orbigny) (x 8); **8**, *Brachidontes rodriguezi* (d'Orbigny) (tam. nat.); **9**, *Cyrtopleura lanceolata* (d'Orbigny) (x 0.2); **10**, *Olivella puelchana* (d'Orbigny) (x 6); **11**, *Corbula lyoni* Pilsbry (x 3). Bioerosión de gastrópodos murícidos sobre: **12**, *Corbula patagonica* d'Orbigny (x 3.5); **13**, *Erodona mactroides* Daudin (x 5); **14**, *Littoridina australis* (d'Orbigny) (x 4). Efectos abrasivos sobre: **15**, *Olivella puelchana* (d'Orbigny) (x 8); **16**, *Corbula patagonica* d'Orbigny (x 3); **17**, *Megalomphalus argentina* (Castellanos) (x 8); **18**, Detalle de la superficie valvar de *Cyrtopleura lanceolata* (d'Orbigny) (x 4).

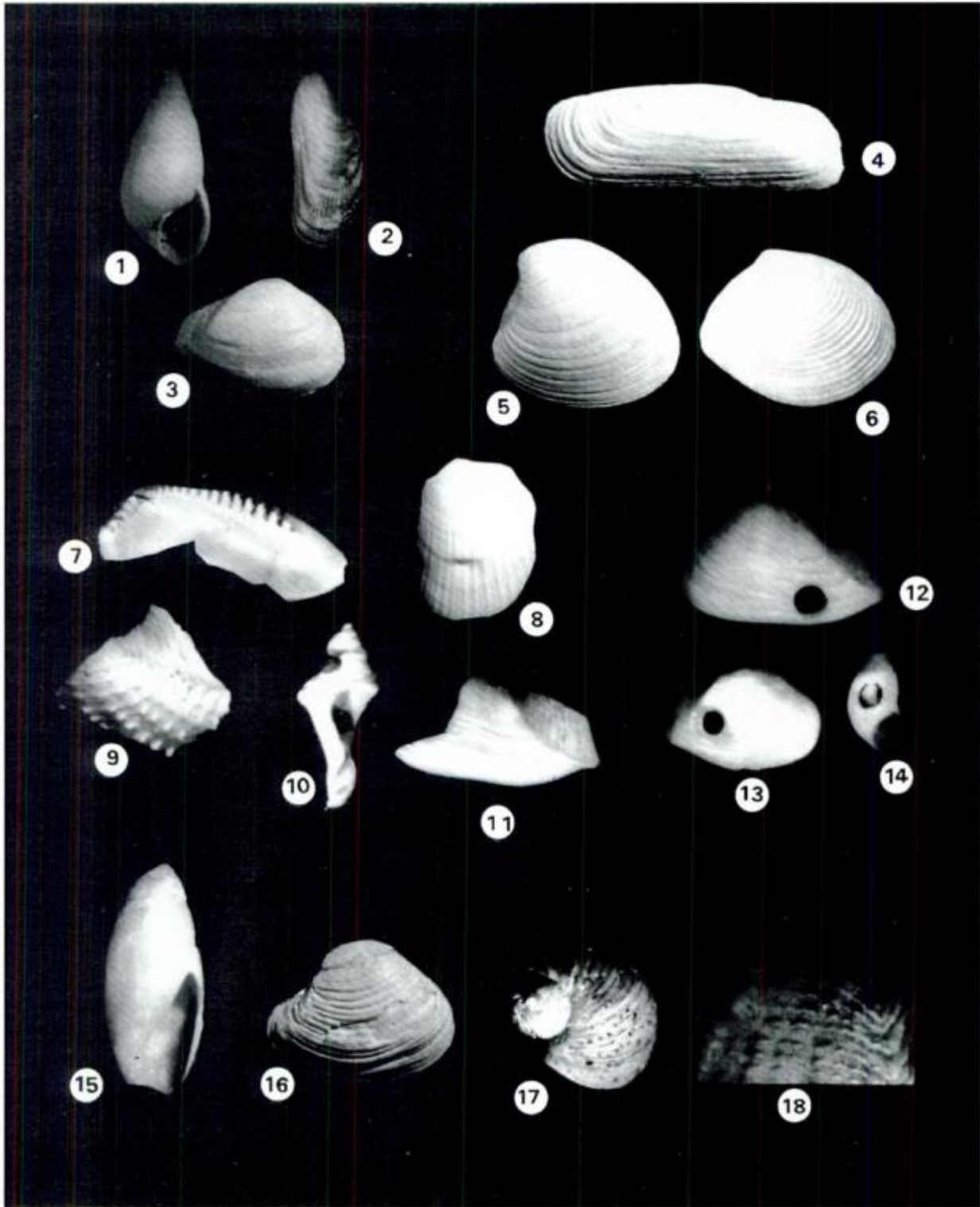


Tabla 1: Características sedimento-tafonómicas de tafofacies de cordones de conchilla y llanura de marea.

Características Sedimento-Tafonómicas	Tafofacies de Cordones de Conchilla	Tafofacies de Llanura de Marea
Textura del Sedimento	Arena mediana - fina	Limo arenoso
Estratificación	paralela	no posee
Conchilla/sedimento	2:1	1:3
Biofábrica	Bioclasto sostén	Matrix sostén
Número de especies	50	16
Concentraciones fósiles	Parautóctonas	Autóctonas y Parautóctonas
Composición Faunística		
Moluscos		
Abundantes	<i>Littoridina australis</i> , <i>Brachidontes rodriguezii</i> , <i>Erodona mactroides</i> .	<i>Tagelus plebeius</i> , <i>Pitar rostratus</i> , <i>Raeta plicatella</i> .
Poco Abundantes	<i>Pitar rostratus</i> , <i>Anachis isabellei</i> , <i>Olivella puelchana</i> , <i>Nucula semiornata</i> .	<i>Nucula semiornata</i> , <i>Buccinanops deformis</i> , <i>Erodona mactroides</i> .
Fauna asociada	octocorales, briozoos, anélidos, decápodos, cirripedios.	briozoos, cirripedios, octocorales, ostrácodos y foraminíferos.
Atributos Tafonómicos		
Desarticulación	alta	baja
Fragmentación	elevada	mínima a nula
Abrasión	alta	mínima a nula
Bioerosión	observable	inexistente
Orientación valvar	concordante con la estratificación	posición de vida
Grado tafonómico (Brandt, 1989)	grado D	grado A

causales de la existencia de niveles con fragmentación intermitente.

Por su parte, en la tafofacies de llanura de marea la baja desarticulación y fragmentación revelan condiciones deposicionales donde las corrientes de marea resultan el único agente dinámico litoral. Considerando los subambientes intermareales (marisma, planicie mareal interna, planicie mareal media, planicie mareal externa, zona intermareal rocosa, zona submareal rocosa, playa y canal mareal) establecidos por Meldahl (1994) la mencionada tafofacies puede asociarse a una marisma o planicie mareal interna. Estos ambientes se hallan expuestos a niveles de energía de corrientes de marea relativamente bajos, debido a que durante su reducido tiempo de sumersión las corrientes de marea cerca de la pleamar resultan mínimas.

Otro parámetro tafonómico analizado es la abrasión o desgaste de los esqueletos producido por el movimiento diferencial con respecto a los sedimentos:

El efecto más común sobre las valvas de los moluscos es la pérdida de ornamentación, que afecta diferencialmente varias áreas de la superficie valvar, siendo la zona umbonal la más frecuentemente afectada, seguida del margen posterodorsal.

La bioerosión o acción corrosiva de organismos perforantes, raspadores e incrustantes deja marcas identificables sobre los restos esqueléticos agregando información sobre la diversidad de los ambientes antiguos (Parsons y Brett 1991). Conjuntamente, estos dos últimos parámetros mencionados poseen el potencial no sólo de revelar la distancia relativa del transporte y la energía actuante, sino además los efectos del tiempo de exposición de los restos a los procesos de retrabajo previo a la formación del depósito.

En la tafofacies de llanura de marea las características de abrasión y bioerosión confirman un ambiente deposicional tranquilo y con una velocidad de sedimentación relativamente elevada. Esto último

surge no sólo de la escasa abrasión sino principalmente por el corto tiempo de exposición a la acción de los organismos colonizadores, evidente por la ausencia de bioerosión. Farinati *et al.* (1992) establecen que esta tafofacies, producida en un período regresivo, es afectada por un rápido enterramiento de origen fluvial que sería responsable de la mortalidad en masa de los bivalvos.

Por su parte, la tafofacies de cordones de conchilla presenta una moderada a elevada abrasión (Fig. 4, 15-16-17-18). Esto confirma un ambiente con energía suficiente y necesaria para el retrabajo de las valvas. Si bien en estos depósitos también son relativamente importantes los efectos bioerosivos (Fig. 4, 12-13-14), los cuales deben asociarse a un ambiente de aguas tranquilas, se deduce que estas valvas bioerosionadas provendrían de diferentes áreas litorales e infralitorales y habrían sido extraídas y transportadas a la zona supramareal por los eventos de tormenta.

Brandt (1989) formalizó el concepto de "grado tafonómico" como la calidad de preservación de las concentraciones fósiles teniendo en cuenta que el transporte y retrabajo les imparten diferentes características físicas y reflejan diferentes escalas de tiempo transcurrido (*time-averaging*). Así, la tafonomía de las conchillas de moluscos de la facies de cordones, que sería el producto de múltiples retrabajos o larga exposición en el fondo del mar antes del enterramiento, pertenece al grado D (de Brandt), calificado como de pobre o mala preservación.

Por su parte, las características tafonómicas analizadas en los moluscos de la facies de la llanura de marea que indican un rápido enterramiento, mínimo transporte y retrabajo, y un corto período de acumulación, indican una tafofacies de alto grado tafonómico o buena preservación correspondiente al grado A (de Brandt). En la Tabla 1 se resumen las principales características sedimento-tafonómicas de las dos tafofacies analizadas.

Conclusiones

Como resultado de los procesos transgresivos-regresivos holocenos en el Estuario de Bahía Blanca se establecen, en base a las características tafonómicas de las concentraciones de conchillas de los moluscos, dos tafofacies con diferentes historias deposicionales (Fig. 2).

La estratificación de los cordones de conchilla de la fase transgresiva indica una sedimentación compuesta por múltiples eventos deposicionales. Parámetros sedimento-tafonómicos asignan para las mismas una moderada a baja energía de ola. El material biogénico formador de los cordones permaneció un tiempo relativamente prolongado en el ambiente marino, sujeto a los procesos postmortem antes de la deposición

final. Los atributos tafonómicos analizados confirman eventos extraordinarios de corta duración bajo condiciones de tormenta. Dichos eventos habrían "capturado" bioclastos existentes de diversos habitats, generando estratos con diferentes asociaciones de muerte y concentraciones esqueletales paraúctonas.

Contrariamente, la tafofacies de llanura de marea fue acumulada durante la fase regresiva, en una extensa planicie del litoral holoceno sujeta a condiciones de baja energía deposicional. La escasez de marcas tafonómicas revela la mínima influencia de los procesos postmortem, generando concentraciones esqueletales autóctonas.

Ambas tafofacies analizadas presentan distinto grado de preservación, desde alto grado (buena preservación) en la tafofacies de llanura de marea a bajo grado (pobre preservación) en la tafofacies de cordones de conchilla.

El estudio comparativo de las dos tafofacies definidas resultó una poderosa herramienta en la discriminación de las condiciones paleoambientales asociadas a los procesos de cambios del nivel del mar acaecidos durante el Holoceno.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aliotta, S. y Farinati, E., 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 94: 353-360.
- Aliotta, S., Farinati, E. y Ginsberg, S., 1987. Un nivel conchífero en el subsuelo de Ingeniero White, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 1: 123-127. Tucumán.
- Aliotta, S., Lisazoain, G. y Lisazoain, W., 1991. Sedimentología y paleoambientes cuaternarios en el sector interno del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Autónoma de México* 18(1): 99-107.
- Brandt, D., 1989. Taphonomic grades as a classification for fossiliferous assemblages and implications for Paleocology. *Palaos* 4: 303-309.
- Brett, C., 1990. Destructive taphonomic processes and skeletal durability. En: Briggs, D.E.G. y Crowther, P.R. (Ed.). *Paleobiology: A synthesis*. Cap. 3.3: 223-226. Blackwell Sc. Publications. Cambridge.
- Chaar, E., Farinati, E., Aliotta, S. y Tassone, A., 1992. Pleistoceno marino al sur de la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. *Actas Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 59-62. La Plata.
- Farinati, E., 1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits, Bahía Blanca area, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 3: 197-206.
- Farinati, E. y Aliotta, S., 1995. Análisis tafonómico de conchillas en cordones holocenos, Bahía Blanca, Argentina. *Actas 4º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 89-97. Junín.
- Farinati, E., Aliotta, S. y Ginsberg, S., 1992. Mass mortality of a Holocene *Tagelus plebeius* (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 106: 301-308.

- González, M., 1984. Depósitos marinos del Pleistoceno superior de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 538-555. Bariloche.
- González, M., 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*, 5(1): 65-77.
- González, M., Panarello, H., Marino, H. y Valencio, S., 1983. Niveles marinos del Holoceno en el Estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. *Actas Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemiciclo Deglacial en Argentina*, 48-68. Mar del Plata.
- Kidwell, S., Fursich, F. y Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaos* 1: 228-238.
- Lawrence, D. R., 1968. Taphonomy and information losses in fossil communities. *Geological Society of America, Bulletin*, 79: 1315-1330. 4 figs.
- Meldahl, K., 1994. Biofacies and taphofacies of a Holocene macrotidal environment: Bahía La Cholla, Northern Gulf of California. *Ciencias Marinas* 20(4): 555-583.
- Meldahl, K. y Flessa, K., 1990. Taphonomic pathways and comparative biofacies and taphofacies in a Recent intertidal/shallow shelf environment. *Lethaia*, 23: 43-60.
- Parsons, K. y Brett, C., 1991. Taphonomic processes and biases in modern marine environments: an actualistic perspective on fossil assemblage preservation. En: Donovan, S. (Ed.). *The processes of fossilization*, 303 pp. Londres.
- Schäfer, K., 1969. Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 1969: 173-184.
- Speyer, S. y Brett, C., 1986. Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaos* 1: 312-327.
- Staff, G. y Powell, E., 1990. Taphonomic signature and the imprint of taphonomic history: discriminating between taphofacies of the inner continental shelf and a microtidal inlet. En: Miller, W. (Ed.): *Paleocommunity temporal dynamics*. *Paleontological Society Special Publications*, 5: 370-390.

Recibido: 26 de abril, 1996

Aceptado: 11 de febrero, 1997

Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de sierra Pailemán, Provincia de Río Negro

Raúl E. GIACOSA¹

¹*Servicio Geológico Minero Argentino, Delegación Regional Patagonia. Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, C.C. 1156, 9000 Comodoro Rivadavia, Chubut*

ABSTRACT. *Geology and petrology of the pre-Cretaceous rocks of the Sierra Pailemán region, Río Negro Province.* Pre-drift and drift igneous-metamorphic units to the east of the North Patagonian Massif are well exposed in the Sierra Pailemán region. This paper presents a new map and geological description of the region, together with petrological and geochemical data that help to characterize the nature and tectonic affinities of these rocks. The oldest rocks recognized are the Precambrian metamorphic rocks of the Mina Gonzalito Complex. They consist of medium-grade schists, gneisses, amphibolites and marbles, associated with peraluminous leucocratic granites. The complex is in fault contact with low- to very low-grade metasedimentary and metavolcanic rocks of the El Jagüelito Formation of possible early Palaeozoic age. Both units are intruded by several post-tectonic granodioritic-to-granitic bodies of Permian to ¿Triassic? age. The granitic rocks have metaluminous to peraluminous compositions and were emplaced at mid-crustal levels. Finally, extensive Jurassic rhyolitic volcanic rocks of the Marifil Complex either intrude or overlie all the older rocks. Hydrothermal veins of Pb-Ag-Zn and F-W-Mn type are associated with the late stage of this volcanism; to a large degree their emplacement was controlled by pre-volcanic structures.

Introducción

En el presente trabajo se dan a conocer la características geológicas y petrológicas de las rocas ígneas y metamórficas de edad pre-cretácica, ubicadas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. El área de estudio, en cuyo centro se ubica la sierra Pailemán, tiene una superficie de 2.600 km², y está comprendida al norte y al sur por los arroyos Tembrao y Salado respectivamente, el borde de la meseta de Somún Curá por el oeste, mientras que su límite oriental pasa unos 13 km al este de la mina Gonzalito (Fig. 1).

Dentro de la zona estudiada, se encuentran una gran cantidad de mineralizaciones vetiformes de Pb-Ag-Zn y F-W-Mn, de las cuales la más conocida es la mina Gonzalito. Algunos aspectos salientes de las relaciones entre estas mineralizaciones y la evolución geológica y petrológica de la región, son tratados en la parte final del trabajo.

Metodología

El mapa presentado en la figura 1 fue levantado sobre fotogramas aéreos en escala 1:50.000 y luego

volcada su información sobre la hoja topográfica 40i, Sierra Pailemán en escala 1:100.000. El trabajo de campo se completó con observaciones geológicas y microtectónicas de detalle en sectores considerados de interés, y con la recolección de muestras para petrografía, muestras orientadas para estudios microtectónicos y para análisis geoquímicos.

Antecedentes

La importancia económica del sector ha motivado la realización de por lo menos medio centenar de trabajos geológicos y mineros. A los efectos de la presente contribución se mencionan solo aquellos utilizados con mayor frecuencia a lo largo del trabajo. Entre los referidos a geología regional cabe mencionar a Rosenman (1972), Ramos (1975), Giacosa (1987, 1994a); en cuanto a la geología económica a del Mónaco (1971), Zubia (1975, 1976), Vallés (1978a, 1978b).

Aspectos petrológicos fueron publicados por Giacosa (1993) y Grecco *et al.* (1994). Estudios geocronológicos fueron realizados por Linares *et al.* (1990) y Pankhurst y Rapela (1995), mientras que Mena (1990), se ocupó de aspectos paleomagnéticos del volcanismo jurásico.

La tectónica pre-cretácica de toda la región, con

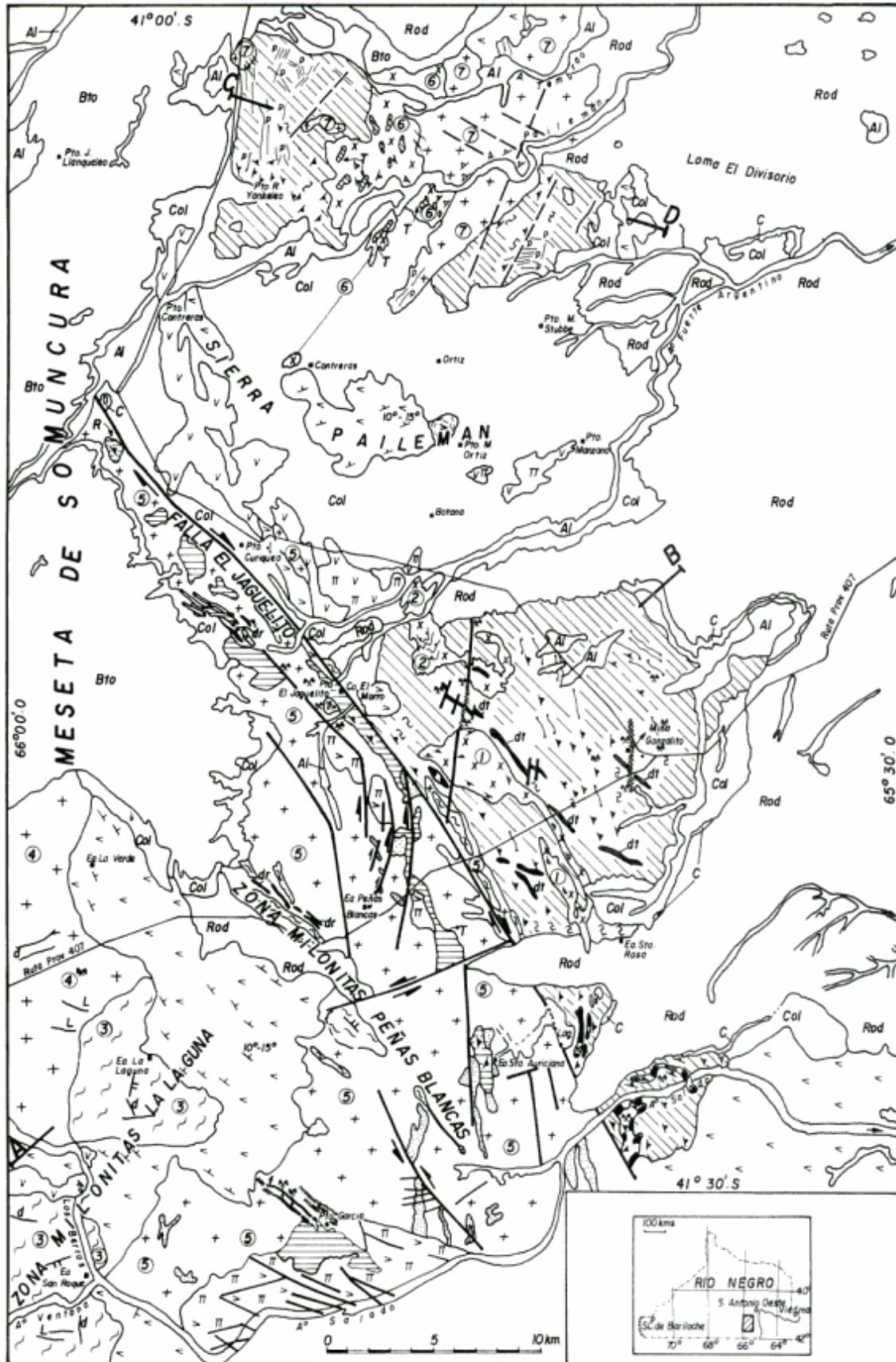


Figura 1: Ubicación del área de estudio y mapa geológico de la región de sierra Pailemán.

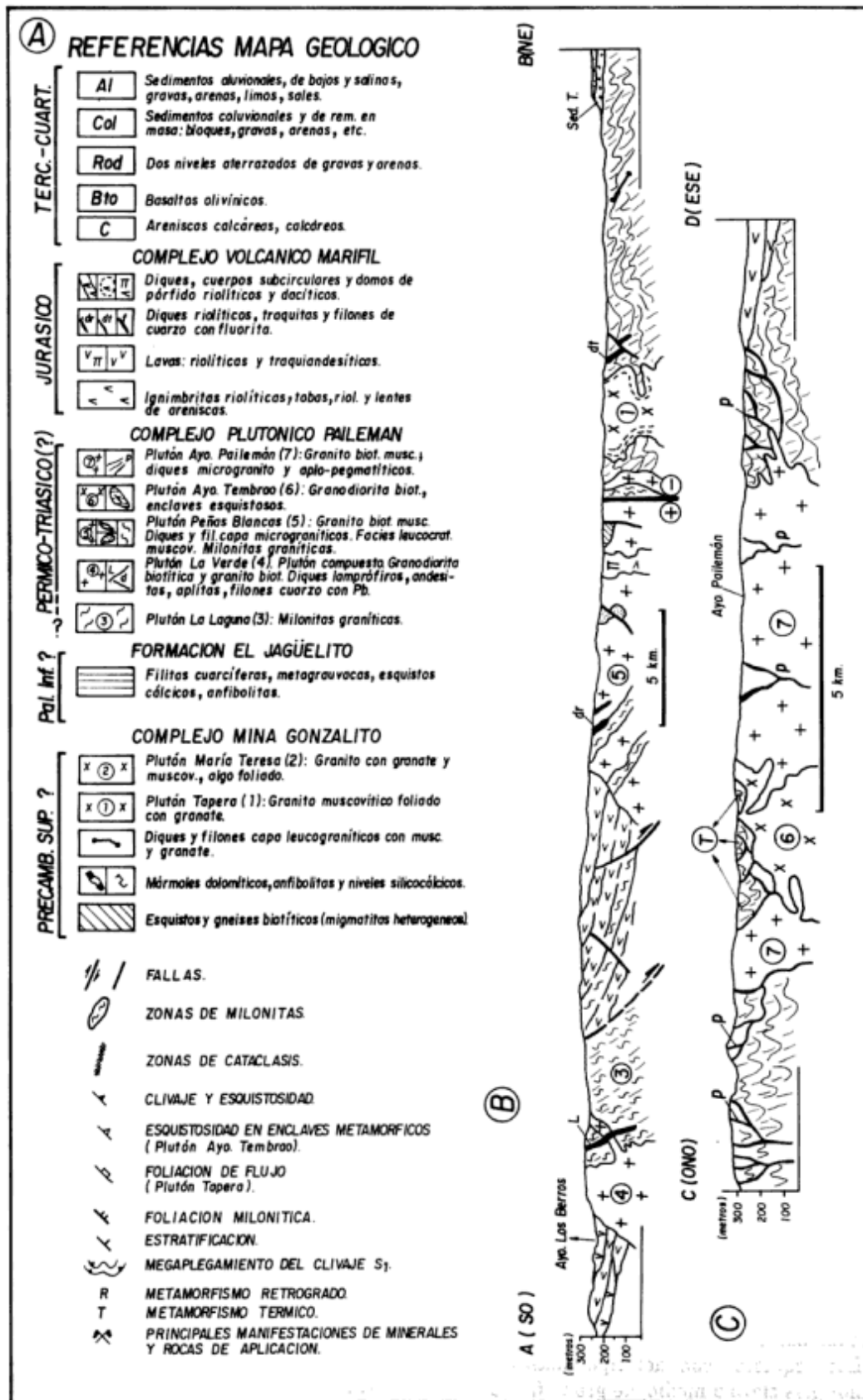


Figura 2: A, referencias del mapa geológico y columna estratigráfica. B, perfil geológico A-B entre Los Berros y mina Gonzalito, C, perfil geológico C-D al norte de la sierra Pailemán.

especial énfasis en el área del presente trabajo es tratada en Giacosa (1994b) y Busteros *et al.* (1995).

Geología

Estratigrafía general

La estratigrafía general de la región fue establecida por Rosenman (1972), en su contribución sobre la geología de la aldea de Los Berros. Las denominaciones estratigráficas utilizadas fueron originalmente asignadas por Ramos (1975) y, con las modificaciones introducidas por Giacosa (1987, 1993), son las que se usan en el presente trabajo; también fueron recientemente utilizadas en la descripción geológica de la Hoja Sierra Grande (Busteros *et al.* 1995).

Las rocas más antiguas son rocas metamórficas e ígneas que integran dos unidades de diferente composición y grado de metamorfismo. El Complejo Mina Gonzalito (Ramos 1975; Giacosa 1987) constituido por metamorfitas de grado metamórfico medio, plutonitas y migmatitas, y la Formación El Jagüelito (Ramos 1975; Giacosa 1987) integrada por rocas metamórficas de bajo grado. Estas rocas son intruídas por plutonitas granítico-granodioríticas del Complejo Plutónico Pailemán (Giacosa 1993), anteriormente referido como "granito Pailemán" (Stipanovic y Methol 1972). Finalmente las volcanitas riolíticas mesozoicas de la Formación o Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías 1974a; Cortés 1981) cubren en discordancia a las unidades anteriores.

Complejo Mina Gonzalito

Se encuentra integrado por esquistos y gneises (ambos inyectados por material leucocrático), anfibolitas, mármoles, niveles silicocálcicos y leucogranitos foliados y masivos. Este complejo aflora como una faja de 15 km de ancho y 50 km de longitud, interrumpido en su parte media por la sierra Pailemán (Figs. 1 y 2A). Una mejor descripción puede realizarse dividiendo la faja en tres sectores con diferentes composiciones litológicas; tal división sugiere una falta de continuidad entre los mismos.

Sector septentrional. Está ubicado al norte de la sierra Pailemán y se caracteriza por esquistos y anfibolitas, intruídos por stocks y diques granitoideos neopaleozoicos. Los esquistos son del tipo biotítico-cuarcíferos, de color gris claro a medio, de grano fino a mediano con bandas leucocráticas de 1 mm de espesor. Presentan textura lepidoblástica y están formados por

qz + bio + mus ± FK ± pla ± gra. Las anfibolitas son rocas muy abundantes, tienen color gris verdoso a negro, son de grano fino a mediano y en general macizas con algunas variedades esquistosas. La textura es nematoblástica, siendo su composición más frecuente ho + qz + pla ± ti ± il; algunos cuerpos de anfibolitas piroxénicas presentan diópsido y plagioclasa como constituyentes principales.

Sector central. Se encuentra ubicado entre la sierra Pailemán y el norte del arroyo Salado donde cubre un área de 200 km². Hacia el oeste se encuentra limitado por la falla El Jagüelito y hacia el este, es cubierto por sedimentos cenozoicos (Fig. 1). Se caracteriza por presentar esquistos y gneises con inyección leucocrática moderada hasta avanzada, anfibolitas y stocks graníticos y una gran cantidad de diques de similar composición. Las rocas más abundantes son esquistos biotítico-cuarcíferos de color gris claro, grano fino y con esquistosidad bien marcada cada 2 o 3 cm. Están formados por qz + bio + mus ± pla, alcanzando a formar los dos primeros minerales, el 90% de la roca. Las variedades donde aumenta la fracción leucocrática por inyección granítica son esquistos cuarzo-feldespatícos. Cuando aumenta la inyección y ocupa más del 30% de la roca total, se forman esquistos bandeados (migmatitas heterogéneas o migmatitas de inyección), que consisten en bandas blancas y rosadas, de 1 a 4 mm de espesor, con qz + FK + pla, que alternan con bandas melanocráticas con bio + mus. El aumento del cuarzo y microclino en cercanías de los stocks graníticos, produce como en el caso del entorno al plutón Tapera (Fig. 1), la formación de una zona de transición con gneises biotíticos, gneises graníticos, granitos gnéisicos hasta granitos texturalmente homogéneos en el interior del stock. Si bien estos cuerpos producen inyección, son sus derivados pegmatíticos los que inyectan más profusamente a los esquistos. En el caso de la roca de caja de la mina Gonzalito (Gneis Mina Gonzalito, Ramos 1975; "esquisto nodular", del Mónaco 1971), se trata de un gneis de color verde a gris azulado hasta gris oscuro, cuya principal característica son "ojos" de feldespatos y en menor medida granate, con diferentes tamaños e irregular distribución. Puede describirse como un "gneis de ojos", formado por cataclásis a partir de un protolito de esquistos o gneises biotíticos con inyección granítica, producida por diques con muscovita y granate. La cataclásis afecta a ambas rocas quedando como "ojos" los cristales más resistentes a la deformación.

Las anfibolitas son rocas muy abundantes en este sector, y se presentan como cuerpos de 50 m de longitud y 5 a 10 m de ancho. Son rocas negras a verde oscuras, en general poco esquistosas y con lineación mineral; en menor cantidad afloran bancos de esquistos anfibólicos esquistosos y con marcada lineación mineral. Se caracterizan por el alto contenido

en cuarzo y una textura nematoblástica hasta porfiroblástica. La mineralogía más común consiste en ho (50-60%) + qz (20-30%) + pla (10-30%) ± ti ± dio ± il.

Si bien las calizas cristalinas son abundantes más al sur, al oeste del plutón Tapera, se encuentra intercalado con esquistos, un banco de mármol dolomítico de 500 m de longitud y 40 m de potencia. En el extremo suroeste del sector, afloran, entre esquistos y anfibolitas, niveles lajosos de esquistos silicocálcicos de color verde oscuro y textura granoblástica que se encuentran constituidos por ho + dio + cal + qz + ti ± escap ± pla.

La característica más importante del sector central son dos stocks graníticos concordantes con la mega-estructura de las metamorfitas y una gran cantidad de filones capa de similar composición. El cuerpo más importante es el plutón Tapera que tiene una superficie de 16 km² y un rumbo N 20°-30° O; su parte norte con forma elipsoidal, es la más voluminosa, mientras que su extremo sur se resuelve como un gran facolito (Fig. 1). Su contacto con los esquistos y gneises es transicional debido a la variable inyección que estos

sufren, resultando de esta manera todas las variaciones estructurales citadas anteriormente. Gran parte del cuerpo, en especial su contorno, presenta foliación producida esencialmente por isorientación de cristales de muscovita, como consecuencia del movimiento del magma durante su emplazamiento. Esta formado por qz + FK + mus + pla ± bio ± gra ± sill, con una textura xenomórfica con más del 10% de muscovita como anchos cristales orientados, el granate se encuentra como granos entre los félsicos o bien incluido en la muscovita, en tanto que la biotita se halla como *schlieren* en los bordes del plutón.

El segundo stock granítico es el plutón María Teresa, que se encuentra 2 km al norte del anterior donde ocupa 10 km² de extensión. Su forma irregular, en especial la de sus dos partes más voluminosas, reproduce el megaplegamiento del complejo (Fig. 1). La roca es rosado clara a blanca, de grano fino a mediano con sectores porfiroides y se caracteriza por su alto contenido en granate, el que se presenta como cúmulos o bandas de color borraivino; muchos cristales euétricos superan los 0,5 cm. La textura es idio a

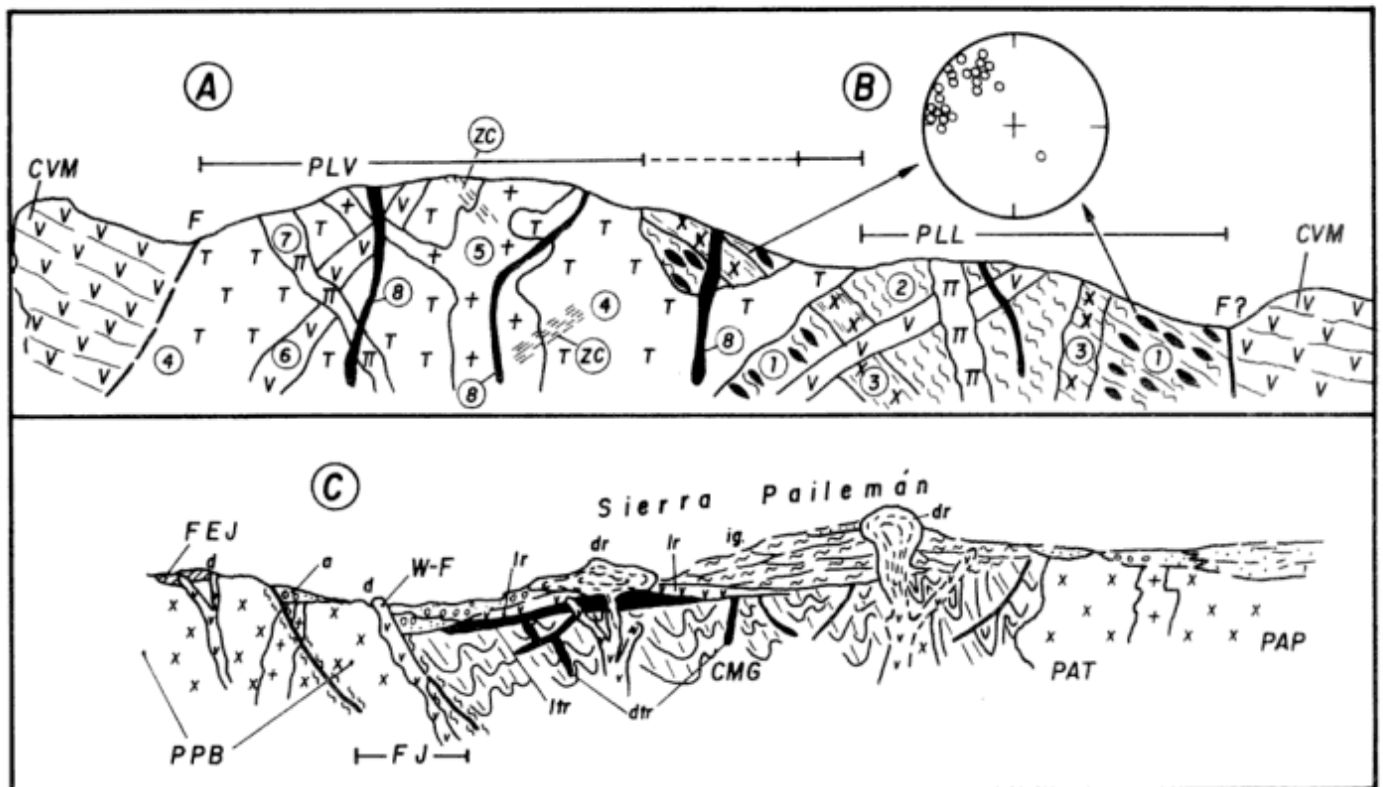


Figura 3: A, relaciones geológicas entre los plutones La Laguna y La Verde; los números indican la secuencia de intrusividad; PLL, plutón La Laguna (1, granitos miloníticos; 2, granitos miloníticos; 3, diques graníticos milonitizados); PLV, plutón La Verde (4, granodioritas; 5, granitos; 6, diques andesitas; 7, diques dioritas; 8, diques aplitas graníticas; ZC, pequeñas zonas de cizalla); CVM, Complejo Volcánico Marifil. B, polos de foliación milonítica de los granitos del plutón La Laguna. C, bosquejo que muestra las relaciones geológicas entre el basamento pre-jurásico y el Complejo Volcánico Marifil en la sierra Pailemán; CMG, Complejo Mina Gonzalito; FEJ, Formación El Jagüelito; PPB, Plutón Peñas Blancas; PAT, Plutón Arroyo Tembrao; PAP, Plutón Arroyo Pailemán; d, diques riolíticos; a, areniscas; lr, lavas riolíticas; ltr, lavas traquiandesíticas; dr, domos riolíticos; ig, ignimbritas riolíticas y W-F, mineralizaciones.

subidioblástica con $qz + FK + pla + gra + mus \pm sill$; la abundancia de muscovita en algunos sectores determina una foliación más marcada.

Sector meridional. Se encuentra al oeste de la estancia Santa Auriciana y sobre el lecho y adyacencias del arroyo Salado (Fig. 1). Se caracteriza por la presencia de mármoles intensamente plegados en conjunto con esquistos biotíticos de grano fino; comparado con los otros sectores es notoria la ausencia de anfibolitas y granitos.

Los esquistos biotíticos se encuentran corrugados por microplegamiento; la mineralogía más común es $qz + bio + mus + pla$, aunque hay variedades porfiroblásticas con grandes cristales de plagioclasa acompañados por $bio + mus + gra$. Los mármoles de estancia Santa Auriciana son cuerpos de rumbo N-S e inclinación al este, de 400 a 1.700 m de largo y espesores de 30 a 60 m. En el arroyo Salado se encuentran potentes bancos como el Santa Adela de 3.500 por 200 m y otro ubicado al suroeste de 4.000 m de longitud y 800 m de ancho. En general son rocas de grano fino a mediano, blancas, marrones, grises y con variedades bandeadas, en su mayoría de composición dolomítica y mineralógicamente compuestas por más de un 90% de dolomita granoblástica, acompañada por muscovita y cuarzo.

Formación El Jagüelito

Esta unidad aflora al oeste de la falla El Jagüelito y se presenta como delgados "colgajos" en el techo del plutón Peñas Blancas (Figs. 2B y 3C); los afloramientos se encuentran separados por un sistema de fallas de rumbo de segundo orden, que los desplazan entre sí (Fig. 1). Las rocas más abundantes son filitas cuarzosas y metagrauvas con escasas metabasitas y un afloramiento de esquistos cálcicos. En general todas las filitas presentan lineación de crenulación, la que resulta poco visible por los efectos térmicos del granito infrayacente.

Las filitas cuarzosas son rocas de color gris oscuro a medio, de grano fino, con clivaje poco marcado y algo bandeadas. Están constituidas por $qz + clo + ser$ o bien $qz + bio + clo + ser$. En este último caso los filosilicatos se entrelazan mutuamente y forman un clivaje de plano axial. En la mayoría de los casos el clivaje principal esta otorgado por bandas sigmoidales o flexionadas con mucho cuarzo xenoblástico acompañado por sericita y clorita, mientras que el clivaje de crenulación consiste en una concentración de minerales opacos, sericita y cuarzo.

Las metagrauvas presentan textura blastosamítica con $qz + ser + clo + pla + minerales opacos$; los minerales félsicos conservan aún sus formas angulosas y se encuentran rodeados por cuarzo recristalizado o películas de filosilicatos. Escasas anfibolitas con

actinolita y clorita se presentan intercaladas con las filitas; en el extremo norte de los afloramientos (Fig. 1) aflora un banco de esquistos cálcicos ("caliza Pailemán") formado por $cal + qz \pm pla \pm mus \pm bio \pm graf$. Hacia el este se asocian con un esquisto de color verde y motas blancas con $clo + alb + epid + qz + mus$.

Complejo Plutónico Pailemán

Esta unidad comprende rocas graníticas y granodioríticas con sus intrusivos menores asociados, de los cuales se han reconocido 5 cuerpos principales (Giacosa 1994a). Son rocas que intruyen discordantemente a las filitas, esquistos y gneises descritos anteriormente y sobre los que producen efectos térmicos. El nombre utilizado reemplaza al de "granito sierra Pailemán" empleado por Stipanovic y Methol (1972); dos motivos llevaron al autor (Giacosa 1993) a modificar tal nombre, en primer término solo alguno de los stocks son graníticos y en segundo lugar la sierra Pailemán está constituida por rocas volcánicas. Para describir y mapear estos cuerpos se utilizó informalmente el nombre "plutón", reconociéndose plutones simples, múltiples y compuestos (Pitcher 1979). Los cuerpos reconocidos poseen más de 50 km² de superficie y son La Laguna y La Verde (plutones múltiples), Peñas Blancas (plutón compuesto ?) y Arroyo Tembrao y Arroyo Pailemán (plutones simples); la composición y las principales características de cada uno de ellos es la siguiente (Figs. 1 y 2A).

Plutón La Laguna. Este cuerpo se encuentra ubicado en el sector suroeste, en las nacientes del arroyo Salado y si bien es esencialmente una zona de milonitas graníticas, aún pueden reconocerse las diferentes facies e intrusiones desarrolladas con anterioridad a la deformación. Tentativamente se lo incluye en el Complejo Plutónico Pailemán, aunque podría ser un intrusivo vinculado a la evolución del basamento ígneo-metamórfico. La superficie mapeada es de unos 70 km² (Fig. 1), y el cuerpo continúa hacia el oeste-suroeste; en ninguno de los sectores reconocidos se observó la roca de caja. Todo el cuerpo posee foliación milonítica (Figs. 3A y B) y constituye una "zona de milonitas" perteneciente a una zona de cizalla frágil-dúctil. Se encuentra intruido por una granodiorita biotítica y diques andesíticos-dioríticos del plutón La Verde y es cubierto por ignimbritas en su flanco este y por andesitas en el arroyo Los Berros, ambas rocas pertenecientes al volcanismo jurásico (Figs. 2B y 3A).

Es un cuerpo de composición granítica cuya roca más abundante es un granito foliado porfiroclástico caracterizado por megacristales deformados de microclino en una matriz recristalizada de cuarzo y micas. El microclino se encuentra fracturado y recristalizado en sus bordes, mientras que el cuarzo y las micas que

constituyen la foliación de la roca están totalmente recrystalizados. Otros tipos de milonitas derivadas de granitos leucocráticos de grano grueso, se caracterizan por "ojos" de feldespatos y bandas de cuarzo recrystalizado; milonitas de grano fino y foliación poco marcada, se formaron a partir de diques graníticos (Fig. 3A).

Plutón La Verde. Este cuerpo tiene una extensión de más de 100 km², aunque en el sector mapeado ocupa unos 60 km². Está constituido por varias intrusiones sucesivas, las que comienzan con una granodiorita, continúan con granitos, diques andesíticos y dioríticos y finalmente aplitas graníticas (Fig. 3A). Está en contacto con el plutón La Laguna al que intruye discordantemente a travéz de la foliación milonítica; a su vez está intruido por diques de pórfidos riolíticos y cubierto por ignimbritas jurásicas y en su extremo norte por basaltos terciarios.

La granodiorita es una roca de grano mediano a grueso y color gris oscuro, con biotita (15%) y hornblenda (10%). Presenta una estructura masiva aunque por sectores posee clivaje de fractura y delgadas zonas de milonitas. Los granitos que la intruyen son de tipo biotítico, algo porfiróides y de colores rosados que suelen presentarse como diques en la granodiorita. Un séquito de diques oscuros intruye a estas rocas, comenzando por diques negros, algo porfíricos, de dacitas y andesitas, con plagioclasa y mafitos de hasta 2 mm (o cuarzo) en una pasta microgranular con leve fluidalidad. Su espesor oscila entre 0.10 y 10 m y también intruyen diagonalmente la foliación de los granitos miloníticos. Son intruidos por diques meso a melanocráticos con fenocristales de plagioclasa, hornblenda (14 %) y biotita (12%) con una matriz de grano fino y color gris claro. Finalmente, diques de aplitas graníticas intruyen a todas las rocas anteriores.

Plutón Peñas Blancas. Este cuerpo tiene alrededor de 400 km² de superficie total y se encuentra limitado hacia el este por la falla El Jagüelito, la que lo pone en contacto tectónico con los esquistos y gneises del Complejo Mina Gonzalito (Fig. 1). Hacia el oeste es cubierto por volcanitas jurásicas y basaltos terciarios, mientras que su límite sur llega 10 km al sur del arroyo Salado (Busteros *et al.* 1995); en los alrededores de este arroyo se encuentra intruido por pórfidos granodioríticos del Complejo Volcánico Marifil. Presenta grandes colgajos de filitas y pequeños enclaves de esquistos (Figs. 2B y 3C).

El plutón está constituido por un granitoide de grano grueso e intrusiones aplopegmatíticas y micrograníticas, así como fajas de milonitas graníticas. La composición mineralógica general del granitoide es qz + micr + pla ± bio ± mus ± gra. La facies dominante consiste en granitos biotíticos de color rosado intenso, de grano grueso hasta mediano, con sectores

porfiróides con microclino de hasta 3 cm. En otros afloramientos predomina un granito con muscovita y biotita de grano grueso y, en el sector suroeste, un granito leucocrático con muscovita y granate. Dentro de esta facies se encuentran intrusiones de microgranitos, diques muscovíticos foliados y pegmatitas muscovíticas. Las zonas de milonitas graníticas se encuentran desarrolladas sobre granitos biotíticos y presentan evidencias de deformación frágil-dúctil (Giacosa 1994a, 1994b).

Plutón Arroyo Tembrao. Es un stock de granodiorita biotítica que está ubicado al norte de la sierra Pailemán, entre los arroyos Tembrao y Pailemán (Figs. 1 y 2C). El área expuesta, de 40 km², es una superficie mínima debido a que también hay afloramientos cubiertos por ignimbritas jurásicas, al pie del faldeo norte de la sierra Pailemán (puesto Contreras). Este plutón intruye a los esquistos metamórficos incorporando grandes xenolitos y produciendo metamorfismo térmico. Hacia el este es intruido por el plutón Arroyo Pailemán y sus diques graníticos. La roca dominante es una granodiorita biotítica gris clara, de grano mediano, con variaciones gruesas ricas en biotita y sectores finos con cristales de plagioclasa y agregados de biotita. También se encuentran transiciones a facies tonalíticas por ausencia de microclino. Las rocas son homogéneas, con textura hipidiomórfica y se encuentran formadas por qz + pla (olig-and) + bio + micr ± tit ± apat ± zir.

El plutón Arroyo Pailemán está ubicado al este del plutón Arroyo Tembrao; aflora como un stock elongado de 15 km de longitud en dirección noreste y tiene una superficie de 90 km². Intruye a las granodioritas por el oeste y a los esquistos y anfibolitas por el este (Figs. 1 y 2C). Una gran cantidad de diques graníticos derivados de este stock, se encuentran dentro del mismo y en los esquistos de su caja. La roca más abundante es un granito rosado a gris claro, de grano mediano y homogéneo. La textura es xenomórfica y presenta qz + micr + pla + mus + bio ± gra. Hay sectores pegmatóides con microclino de hasta 5 cm con mucha muscovita a modo de *schlieren*; son también comunes los bandeados claro-oscuros con muscovita y biotita. Finalmente se intruyeron diques de grano mediano a fino, alojados dentro del mismo plutón y en la granodiorita adyacente, así como una gran cantidad de diques pegmatíticos zonales. Estos últimos están compuestos por qz + micr + mus + tur + gra y se encuentran preferentemente en los esquistos metamórficos, donde totalizan más de 50 km de longitud (Fig. 1).

Complejo Volcánico Marifil

En esta unidad de amplio desarrollo en el área de estudio, es posible distinguir facies piroclásticas,

lávicas e intrusivas. Las facies piroclásticas están bien desarrolladas en la sierra de Pailemán (Figs. 1 y 3C) y en el sector suroeste, donde se encuentran ignimbritas riolítico-dacíticas, asociadas a tobas de la misma composición y a delgados depósitos epiclásticos de areniscas gruesas. Sobre la ladera oriental de la sierra de Pailemán afloran 5 mantos de ignimbritas que totalizan 135 m de potencia, y apoyan sobre lavas riolíticas porfíricas. Los mantos basales presentan litoclastos de granitos y metamorfitas, mientras que los superiores tienen mayor grado de soldamiento. Sobre el camino al rincón de Pailemán, el manto superior de ignimbritas apoya sobre tobas blancas y areniscas cuarzosas, mientras que al oeste de la estancia Peñas Blancas, las ignimbritas se presentan en flujos de 4 a 5 m de espesor con intercalaciones de sedimentitas clásticas gruesas.

Las facies lávicas apoyan sobre metamorfitas y granitos, y se presentan como coladas de unos 20 m de potencia de traquiandesitas negras o de riolitas rojizas, (Figs. 1 y 3C). Las traquiandesitas poseen un 15% de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, en una pasta de grano fino con pla + anf + pirox + minerales opacos. Rocas similares yacen sobre el arroyo Los Berros (Fig. 1), donde Rosenman (1972) las llamó "mantos básicos intermedios"; el análisis paleomagnético de ambos mantos realizado por Mena (1990), indica una muy buena correlación. Las lavas riolíticas se encuentran al sur y sureste de la sierra Pailemán; se trata de rocas porfíricas con una pasta hialocristalina de vidrio alterado y cuarzo. Riolitas hemicristalinas con abundantes filetes de flujo y cavernas por escape de gas, se presentan como una gran estructura lineal de 12 km de longitud, al este del rincón de Pailemán.

Dentro de la facies intrusiva se encuentran en primer término diques traquiandesíticos de rumbo noroeste y 1 a 3 m de potencia, que intruyen al Complejo Mina Gonzalito (Figs. 1 y 3C). Su color es pardo rojizo hasta negro y químicamente son de composición traquiandesítica con pla (alb-olig) + ort + bio + qz + minerales opacos. La mayoría de los intrusivos son pórfidos riolíticos y pórfidos graníticos; entre los primeros se encuentran diques angostos, diques elongados de mayor tamaño y cuerpos subredondeados y dómicos. Los primeros, con un espesor de centímetros a metros, presentan una pasta afanítica con escasos fenocristales de cuarzo y son comunes como enjambres intruyendo al plutón Peñas Blancas. Los segundos, de gran tamaño (hasta 3.5 km de longitud), presentan una forma elipsoidal, y se caracterizan por una marcada textura porfírica con fenocristales de 3-4 mm de cuarzo y feldespato alcalino, en una pasta afanítica de color rosado clara (relación pasta/fenocristales 50/50). En los bordes de los diques mayores, son frecuentes filetes de flujo y autobrechas. Un cuerpo de sección subcircular se halla dentro del Complejo Mina Gonzalito en cercanías del puesto El

Jagüelito; se trata de un pórfido riolítico de color rosado claro a borravino, con un 40% de fenocristales de cuarzo y sanidina en una pasta desvitrificada. Cuerpos de pórfidos graníticos de grandes dimensiones, se encuentran al oeste de la falla El Jagüelito, mientras que pórfidos granodioríticos son abundantes sobre el arroyo Salado; ambos poseen megacrístales de feldespato alcalino y una pasta microgranuda. Fuera del área de estudio, cuerpos similares intruyen ignimbritas riolíticas y se encuentran estrechamente relacionados a mineralizaciones de fluorita (Corbella 1973; Busteros *et al.* 1995).

Relaciones geológicas y edades

Las relaciones geológicas entre las dos unidades metamórficas son de carácter tectónico. Objetivamente el Complejo Mina Gonzalito con una edad radiométrica de 850 ± 50 Ma (isocrona Rb-Sr; Linares *et al.* 1990) tendría una edad precámbrica tardía. Con respecto a la Formación El Jagüelito, los fósiles citados por Braitsch (1965) dentro de su *Liegende Serie* de la región de Sierra Grande (unidad equivalente a la Formación El Jagüelito, que infrayace a los sedimentos ferríferos siluro-devónicos) indicarían una edad cambro-ordovícica.

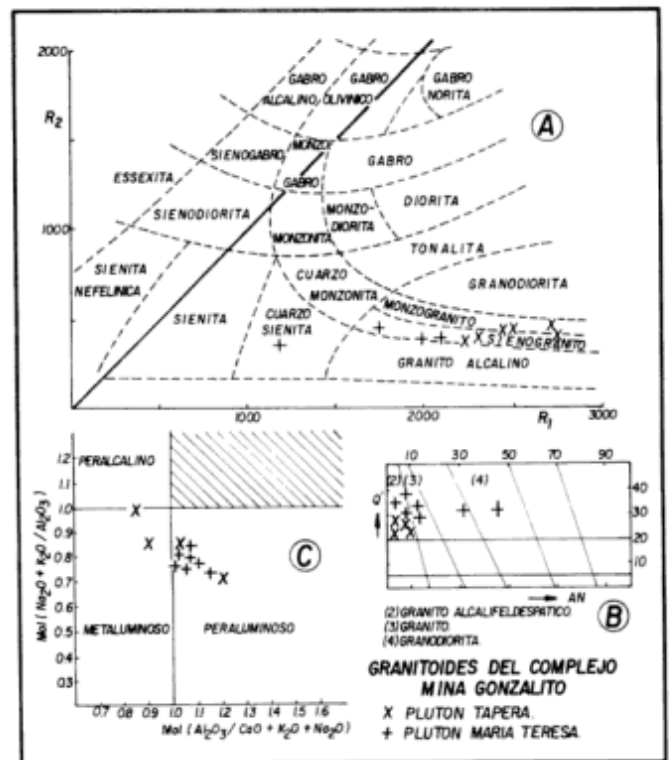


Figura 4: Geoquímica de los granitoides del Complejo Mina Gonzalito. A, diagrama multicatioic R1-R2 (de la Roché *et al.* 1980). B, diagrama modal según la norma (Streickeisen y Le Maitre 1979). C, graficación de los índices de Shand.

Tabla 1: Análisis químicos de los Granitoides del Complejo Mina Gonzalito

	22	68	44	103	224	321
SiO ₂	74.39	75.34	74.18	75.11	72.16	73.22
Al ₂ O ₃	14.75	14.22	14.99	13.20	15.08	14.52
Fe ₂ O ₃	0.55	0.59	0.39	0.66	1.81	0.10
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.65	0.03
MgO	0.28	0.29	0.29	0.22	0.35	0.20
CaO	1.09	1.00	1.07	0.83	0.99	0.66
Na ₂ O	4.16	2.70	4.64	3.33	4.08	5.29
K ₂ O	4.30	5.64	4.30	5.53	5.64	6.68
TiO ₂	0.09	0.10	0.07	0.16	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.29	0.37	0.25	0.02	0.29	0.25
PPC	0.75	0.70	0.72	0.79	0.24	0.39

Plutón Tapera: 22-68-44; Plutón María Teresa: 103-224-321.

Las rocas incluidas en el Complejo Plutónico Pailemán, son por relaciones estratigráficas de edad pre-Jurásico; dentro del mismo, las más antiguas son los granitos miloníticos del plutón La Laguna que son intruidos por granodioritas pérmicas del plutón La Verde. La asignación del plutón La Laguna es tentativa ya que su edad máxima se desconoce, quedando abierto el interrogante sobre su posible pertenencia a un ciclo plutónico anterior. Algunas dataciones radimétricas ubican una parte de este magmatismo en el Pérmico: 270 ± 10 Ma (Rb/Sr, roca total, "granito Sierra Pailemán"; Halpern *et al.* 1970), 268 ± 3 Ma (isocrona Rb/Sr, roca total, granito plutón Arroyo Pailemán; Grecco *et al.* 1994) y 253 ± 9 Ma (K/Ar sobre biotita, granodiorita plutón La Verde; Busteros *et al.* 1995). Estas edades se encuentran comprendidas entre los 275-235 Ma, propuesto como intervalo de emplazamiento de la parte central del Batolito de Somuncura (Pankhurst *et al.* 1992). Finalmente cabe consignar una edad de 197 ± 8 Ma sobre un granito del plutón Peñas Blancas (K/Ar sobre biotita; Busteros *et al.* 1995). Esta edad, así como las características litológicas y geoquímicas, sugieren cierta similitud con el Granito Flores de 188 Ma (Pankhurst *et al.* 1993) del área Nahuel Niyeu.

Con respecto al Complejo Volcánico Marifil las dataciones más recientes en el área, permiten asignarlo al Jurásico inferior alto y fueron realizadas sobre rocas de la sierra Pailemán y alrededores, con un valor de 188 ± 1 Ma (isocrona Rb/Sr, roca total, Pankhurst y Rapela 1995).

Petrología

Complejos metamórficos

La estimación del grado metamórfico dentro del Complejo Mina Gonzalito, fue realizada en base a la paragénesis de la asociación psamopéltica más

abundante, la que constituye los esquistos y gneises: qz + bio + pla + mus ± micr ± gra. Como las anfibolitas se encuentran presentes en toda el área, su mineralogía -ho + qz + pla + tit + il- puede tomarse como paragénesis para las composiciones intermedias. Ambas paragénesis corresponden a la facies de anfibolitas, destacándose que no fueron encontradas paragénesis con clorita, por lo que las condiciones metamórficas superaron a aquellas comparables a una facies de transición esquistos verdes-anfibolitas (*sensu* Turner 1981). Un muestra de anfibolita del norte de la sierra Pailemán, con diópsido e hipersteno paragénéticos, indicaría condiciones locales de mayor grado dentro de la facies de anfibolitas.

Una proporción menor de venas leucograníticas con plegamiento ptymático o isoclinal, son sintectónicas con la formación de la esquistosidad penetrativa de las metamorfitas del Complejo Mina Gonzalito. Los plutones graníticos (Tapera y María Teresa), y la gran mayoría de los filones capa y venas graníticas fueron emplazados en las metamorfitas luego de la formación de la esquistosidad y previamente a un episodio de deformación dúctil (pliegues). Los granitoides pertenecen a un magmatismo calcoalcalino de tipo peraluminoso, con contenidos normativos que permiten clasificarlos como granitos alcalifeldespáticos hasta granito-granodioritas o como sieno-monzogranitos (Figs. 4A, B y C; Tabla 1). El contenido en elementos traza permite comparar al plutón Tapera con granitos de arco magmático (Giacosa 1994a). Tanto las venas y filones de pegmatitas graníticas como los stocks, inyectaron concordantemente a los esquistos, produciendo migmatitas de inyección; la inyección granítica está claramente restringida al entorno de estos cuerpos. Anchos cristales de muscovita dispuestos a 45° de la esquistosidad, así como megacristales de feldespato y granate en el gneis de mina Gonzalito, se interpretan que se formaron durante esta etapa de inyección.

La ausencia de rocas que representen la facies de transición esquistos verdes-anfibolitas apuntada más

arriba, sugiere que no hay rocas que representen una transición regional entre el Complejo Mina Gonzalito y la Formación El Jagüelito.

A nivel regional el Complejo Mina Gonzalito presenta semejanzas litológicas con el Complejo Yaminué (Caminos 1983), que aflora 100 a 150 km al noroeste. Existen sin embargo diferencias en cuanto a la evolución estructural de ambos complejos, entre las que pueden destacarse el carácter sincinemático -con la esquistosidad penetrativa- de los leucogranitos y una generalizada milonitización sobrepuesta a la fábrica metamórfica en el Complejo Yaminué (Chernicoff y Caminos 1996).

La Formación El Jagüelito presenta como paragénesis más abundante en composiciones pelíticas y psamopelíticas a: qz + clo + ser ± pla y qz + clo + bio + ser. En ésta última, coexisten estrechamente biotita, clorita y sericita y texturalmente la biotita se desarrolla a partir de la clorita, representando una reacción de metamorfismo progresivo del tipo mus (fengita ?) + clo → bio + mus + qz + H₂O. Escasas anfibolitas con actinolita y plagioclasa representan una asociación básica en metabasaltos.

El protolito sedimentario de estas filitas fueron principalmente grauvacas (Fig. 5A), en tanto que las rocas que afloran en Aguada Cecilio, presentan composiciones pelíticas (Giacosa 1994a). En el diagrama discriminante propuesto por Roser y Korsch (1986), la mayoría de las rocas tienen afinidades químicas con aquellas derivadas de la erosión de rocas de un margen continental activo (Fig. 5B). Resultados

presentados por Cagnoni *et al.* (1993) sobre la geoquímica de la Formación Nahuel Niyeu, equivalente de la Formación El Jagüelito en la región de Valcheta, indican precursores ígneos de naturaleza intermedia a ácida y sugieren un área de aporte a partir de un margen continental activo o arco de islas continental.

Complejo Plutónico

El Complejo Plutónico Pailemán se caracteriza por stocks e intrusivos menores, con una composición dominante de tipo granodiorita-granito. Los stocks son cuerpos texturalmente homogéneos, no foliados y con una distribución algo heterogénea de los minerales aluminosos (muscovita-biotita-granate), la que suele producir un bandeo composicional. Los contactos con la roca de caja son netos y en general discordantes con la foliación; algunos cuerpos presentan xenolitos metamórficos. Los efectos térmicos en sus contactos consisten principalmente en la modificación del clivaje de las filitas (plutón Peñas Blancas) o bien el crecimiento estático de porfiroblastos de muscovita en los esquistos (plutón Arroyo Tembrao).

Químicamente (Tabla 2) las rocas son peraluminosas a metaluminosas o bien transicionales, incluso para el mismo tipo de roca (Fig. 6C). De acuerdo a la clasificación modal según la norma (Streckeisen y Le Maitre 1979) los stocks varían entre granitos alcalifeldespáticos a granodioritas (Fig. 6B) y según los

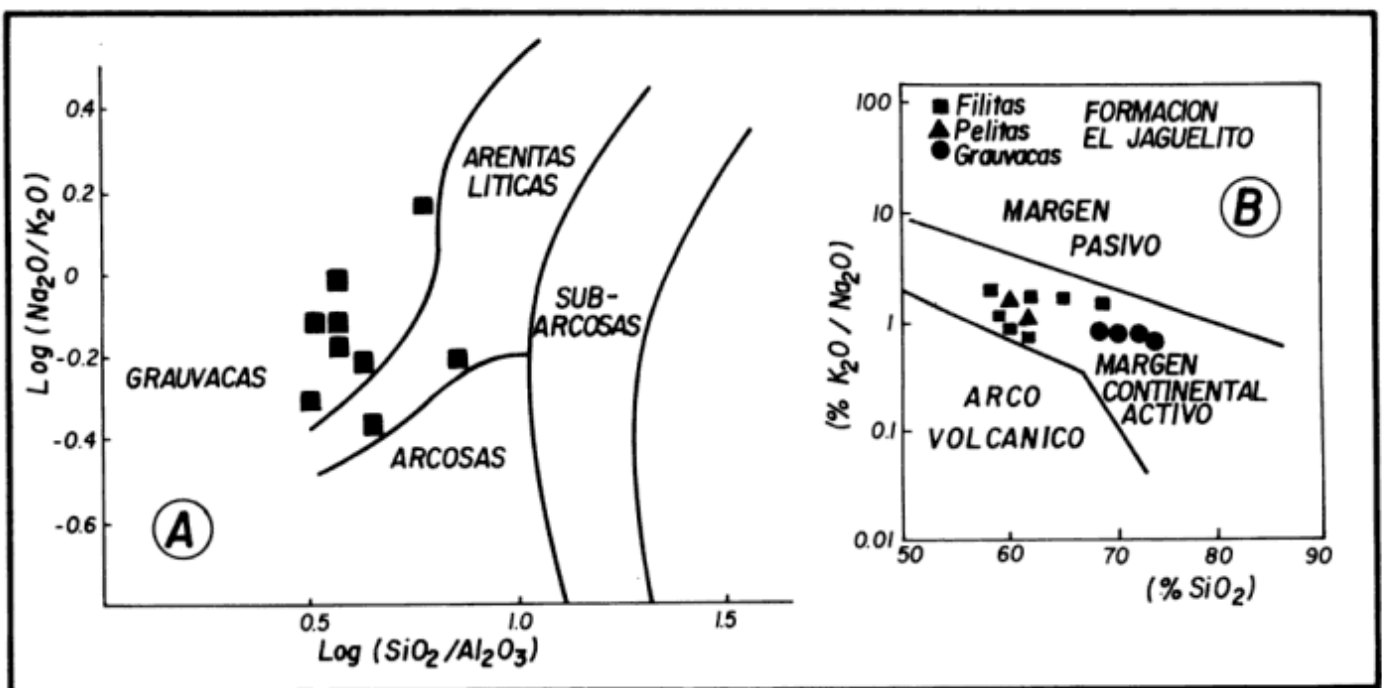


Figura 5: Geoquímica de las rocas de la Formación El Jagüelito. A, campos composicionales de los protolitos metamórficos con divisiones según Pettijohn *et al.* (1973). B, diagrama discriminante de ambientes tectónicos, según Roser y Korsch (1986).

Tabla 2: Análisis químicos de rocas del Complejo Plutónico Pailemán

	407	419	420	409	433	182	176	406
SiO ₂	66.75	66.31	73.74	60.29	67.32	66.42	72.02	74.51
Al ₂ O ₃	15.39	14.75	14.21	15.18	15.12	14.97	15.31	13.66
Fe ₂ O ₃	4.44	3.95	0.74	6.29	3.48	4.54	1.43	0.49
MnO	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	1.06	0.01
MgO	1.78	1.73	0.30	3.44	1.51	2.30	0.27	0.22
CaO	3.32	3.26	1.08	4.73	2.91	2.67	0.70	0.95
Na ₂ O	3.58	3.81	3.72	3.57	4.05	4.19	3.03	5.00
K ₂ O	3.63	3.99	4.06	3.33	3.74	2.65	5.24	5.58
TiO ₂	0.54	0.51	0.07	0.83	0.54	0.82	0.05	0.09
P ₂ O ₅	0.07	0.21	0.19	0.37	0.21	0.07	0.40	0.06
PPC	0.65	0.65	1.13	1.24	0.75	0.47	0.69	0.53

Plutón La Verde: 407-419-420 granodioritas; 409-433 diques. Plutón Arroyo Tembrao: 182 granodiorita. Plutón Arroyo Pailemán: 176 granito. Plutón Peñas Blancas: 406 granito. Para otros análisis véase Giacosa (1993).

parámetros multicatiónicos (de la Roche *et al.* 1980) desde sienozonogranitos a granodioritas (Fig. 6A). La composición de los diques del plutón La Verde resulta la más alejada del promedio general (monzodioritas cuarzosas o monzodioritas).

Las rocas que constituyen el plutón La Verde son comagmáticas aunque no evolucionaron en forma continua a partir de un único episodio evolutivo. La secuencia evolutiva y los diagramas AFM muestran que debe haber ocurrido un aporte de magma a modo de pulsos en la cámara magmática, que permita explicar la presencia de composiciones intermedias (59 a 66% de SiO₂) en los términos finales del magmatismo. Tampoco en los dos plutones al norte de la sierra Pailemán, se observa un curso de diferenciación a partir de las granodioritas; en tanto que sí serían diferenciados finales del plutón Arroyo Pailemán los diques aplopegmatíticos. Estas características son distintas en otros complejos eruptivos con "granitos gondwánicos", como por ejemplo en La Esperanza (Rapela y Llambías 1985). A nivel regional puede señalarse una similitud litológica y evolutiva entre el plutón La Verde y algunos componentes del Complejo Plutónico Navarrete (Caminos 1983; Rapela y Caminos 1987); entre ellas las granodioritas con biotita y hornblenda, las facies granítica y los enjambres de diques melanocráticos.

Los diagramas discriminantes de ambiente tectónico (Pearce *et al.* 1984), permiten comparar a la mayoría de las rocas del complejo -excepto el plutón Peñas Blancas-, con rocas de arco magmático (Giacosa 1994a). El plutón Peñas Blancas, cuyas rocas son las más diferenciadas del complejo, se ubica dentro del campo de granitos de intraplaca o granitos de colisión (Giacosa 1994a).

En la Tabla 3 se listan las principales diferencias entre los granitoides del Complejo Mina Gonzalito y los granitoides del Complejo Plutónico Pailemán.

Complejo Volcánico

La fase inicial del complejo volcánico, de composición intermedia y carácter metaluminoso, está representada por lavas de composición andesita-traquiandesita, que apoyan sobre metamorfitas y granitos miloníticos. Su contenido en sílice varía entre 58 y 62 %, siendo sus términos más básicos, los afloramientos sobre el arroyo Los Berros con 52% de SiO₂ (Fig. 7 A y B; Tabla 4). Evidencias texturales de asimilación de xenocristales de cuarzo por la pasta, indican una posible asimilación magmática de rocas del basamento.

Los diques traquiandesíticos emplazados en el Complejo Mina Gonzalito (Figs. 1 y 3C), se consideran una de las primeras manifestaciones del volcanismo en el área. Presentan afinidades químicas con las rocas anteriores, aunque son algo más ricos en sílice (62 y 65%, Fig. 7A).

La mayor parte del volcanismo corresponde a riolitas y riolitas de alta sílice y potasio, con más de 70% de SiO₂ (Fig. 7A). Las ignimbritas de la sierra Pailemán muestran, en el sentido de las unidades más jóvenes, una tendencia peraluminosa a metaluminosa (Fig. 7B), un progresivo aumento de SiO₂ (76,6 a 79,2%) y una disminución en Al₂O₃ (12,8 a 10,4 %), en el Na₂O (1,6 a 0,9%), en el P₂O₅ (0,26 a 0,03 %) y el MgO (0,39 a 0,12%). Comparativamente, las ignimbritas ubicadas al suroeste de la estancia Peñas Blancas son más pobres en SiO₂, K₂O, P₂O₅ y más ricas en Fe₂O₃, MgO, P₂O₅, Na₂O y TiO₂.

Son numerosos en la región de Sierra Grande (*cf.* Corbella 1973; Busteros *et al.* 1995), los intrusivos de composición dacítico-riolítica, caracterizados por una matriz microgranuda. Los afloramientos en el área del arroyo Salado (Fig. 1) son rocas menos diferenciadas (64 a 69% SiO₂) y más ricos en alcalis, hierro y alúmina, que los riolíticos tratados anteriormente. En los diagramas y para comparación, se incluyen los

datos químicos de los afloramientos del arroyo Verde, ubicados 70 km al sur del área de estudio, donde también se reconoce un episodio inicial andesítico (Malvicini y Llambías 1974a). Los datos químicos presentados aquí en los diagramas TAS y de índices de saturación en alúmina, son en términos generales similares a los reportados por otros autores (Haller *et al.* 1990; Rapela y Pankhurst 1993; Pankhurst y Rapella 1995)

Controles estructurales del volcanismo

Evidencias geológicas indican que la actividad volcánica de la región o al menos parte de ella, estuvo

controlada por zonas de cizalla (Giacosa 1994a, 1994b). En la sección esquemática (Fig. 3C), se muestran las relaciones entre el complejo volcánico y su basamento ígneo-metamórfico en la sierra Pailemán. Se interpreta que la misma constituyó un área eruptiva ubicada entre dos bloques tectónicos de basamento, con un notable control estructural por parte de la falla El Jagüelito. Este se hace evidente por la disposición noroeste de las lavas andesíticas, los intrusivos riolíticos y la notable extensión (unos 12 km) según este rumbo, de lavas riolíticas viscosas (Fig. 1). También intrusivos de forma elipsoidal ubicados al norte de estancia Peñas Blancas se emplazaron según un sistema de cizalla sintético de la falla El Jagüelito, y presentan actualmente foliación de flujo paralela a la

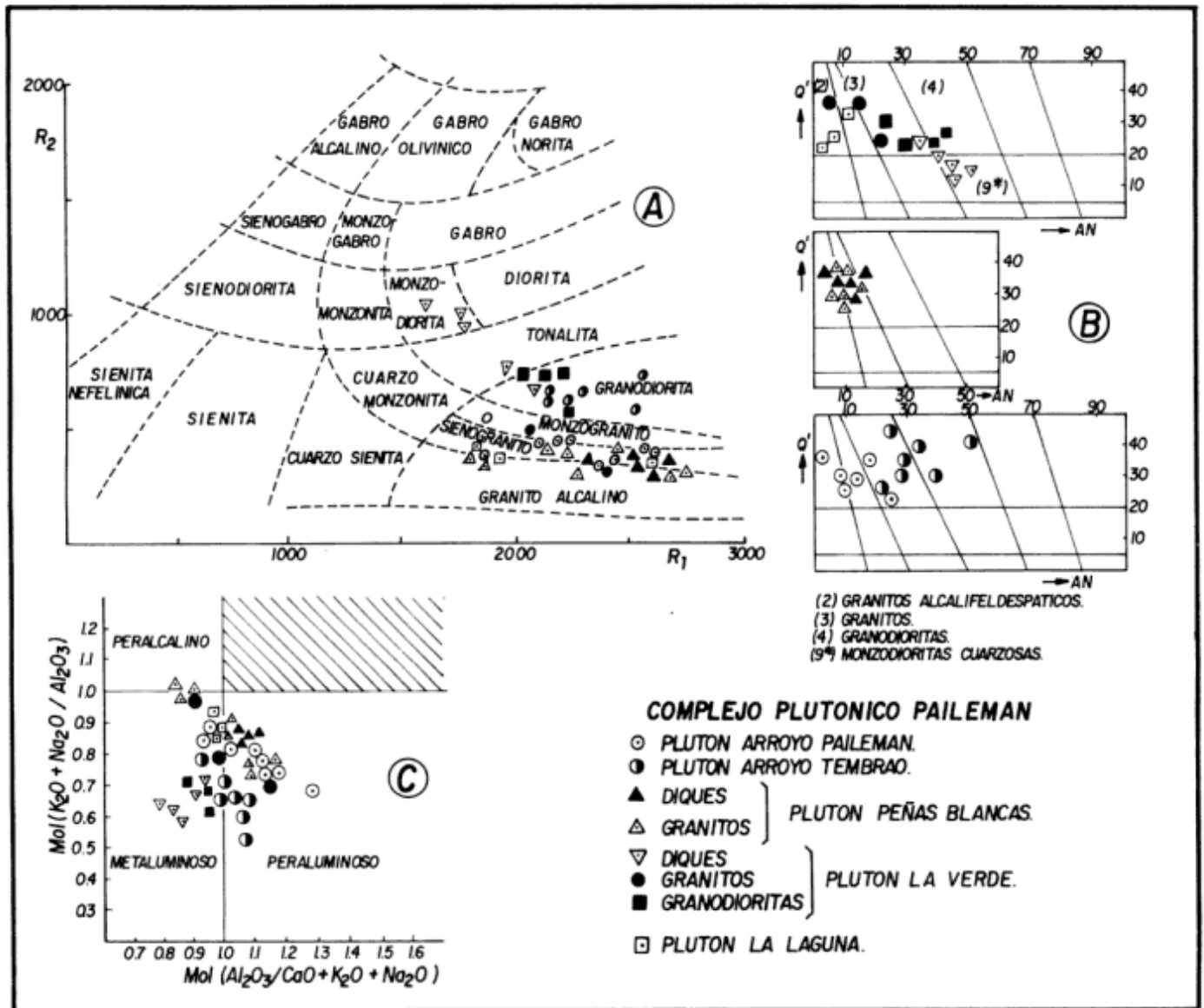


Tabla 3: Principales diferencias entre los granitoides del Complejo Mina Gonzalito y del Complejo Plutónico Pailemán

	GRANITOS DE BASAMENTO	GRANITOS GONDWANICOS
COMPOSICION	Sienogranitos. Granitos con muscovita y granate	Sieno-monzogranitos a granodioritas. Granitos dos micas
INTRUSIVOS ASOCIADOS	Diques, filones y venas de igual composición, generalmente plegados	Diques graníticos, tonalíticos y monzodioríticos
GEOQUIMICA	Peraluminosos	Per a metaluminosos
ESTRUCTURA INTERNA	Heterogéneos. Con foliación magmática	Homogéneos. Sin o escasa foliación magmática
CONTACTOS	Concordantes y transicionales Inyección en la caja	Netos y discordantes. Sin inyección en la caja
ENCLAVES (a)	Enalógenos	Exógenos (xenolitos)
EFFECTOS TERMICOS EN LA ROCA DE CAJA	No se observa	Crecimiento megacristales muscovita
TIPOLOGIA TECTONICA (b)	Granitos de aureolas regionales	Granitos de aureolas de contacto

(a) según Didier 1973; (b) según White *et al.* 1974.

falla sintética. La zona de cizalla en el granito Peñas Blancas, controló el emplazamiento de diques riolíticos al oeste de la estancia homónima.

Las mineralizaciones

Dentro del área de estudio se encuentran una gran cantidad de mineralizaciones vetiformes, con minerales de Pb, Zn, Ag, Mn, W y F (Zubia 1976; Vallés 1978a, 1978b; Busteros *et al.* 1995). Las mineralizaciones cercanas al puesto El Jagüelito son vetas de W-F, F y Pb (Mn) que se ubican en el área de influencia de la falla El Jagüelito, en un sector donde abundan los intrusivos de pórfido riolítico de gran tamaño. Un ejemplo es la mina Guillermito (W-F), cuya veta se emplaza en granitos miloníticos y pórfidos riolíticos silicificados, a escasa distancia de la falla El Jagüelito.

A lo largo de una zona de cataclásis de rumbo noreste, de más de 10 km de longitud, se encuentran varias mineralizaciones, entre las que se destacan las vetas con Pb (F) de Tres Marías, María Teresa y Huinca (Fig. 1). Todas ellas se encuentran en rocas del Complejo Mina Gonzalito y están localizadas en fallas que desplazan a los diques de traquiandesitas, los que frecuentemente se presentan mineralizados. Esta última relación se observa además, en muchas de las mineralizaciones del área, tales como las minas Gonzalito y La Querencia (Pb-Ag-Zn), el grupo La Leona (Mn-F; Malvicini y Llambías, 1974b) y don

Mario (W-F). De esta manera, los diques resultan un elemento clave para conocer la edad de las mineralizaciones. Una datación K-Ar de un intrusivo de las inmediaciones de la mina Tres Marías, arrojó una edad en el límite Triásico-Jurásico (211 ± 10 Ma; Vallés 1978a, 1978b).

Por otro lado, se observa que vetas con fluorita (mina Rodi) se emplazan en fallas con evidencias de movimientos laterales de rumbo N 30° O, que desplazan vetas con plomo de rumbo N 25° E (minas M15; Huinca). Parte de la caja de estas últimas, son diques traquiandesíticos que poseen desplazamientos relativos de 1 a 2 m a ambos lados de la veta. Estas relaciones parecen apoyar la hipótesis de Ciciarelli (1990), en cuanto a que algunas mineralizaciones de fluorita se emplazan en estructuras con un importante desplazamiento lateral, formadas a modo de zonas de transferencia de rechazos, durante el desarrollo del volcanismo jurásico. También sugieren que las mineralizaciones de Pb y F se formaron en diferentes momentos con posterioridad a la intrusión de los diques traquiandesíticos (Vallés 1978a).

Conclusiones

El Complejo Mina Gonzalito se encuentra constituido por metamorfitas de grado medio (facies de anfibolitas) con inyección granítica. Esta se asocia con granitoides

peraluminosos, que en su mayoría fueron intruídos con posterioridad a la formación de la esquistosidad penetrativa de los esquistos y previamente a una importante deformación dúctil. Esta deformación dió lugar a la formación de esquistosidad de crenulación no penetrativa, localizada en cercanías de las charnelas de los pliegues, así como a microestructuras con modelos de interferencia.

La Formación El Jagüelito está integrada por metamorfitas de bajo a muy bajo grado (zona de clorita a zona de biotita), derivadas de detritos provistos por un márgen continental activo.

El Complejo Plutónico Pailemán está representado por plutones de granodioritas y granitos calcoalcalinos de edad pérmica, la mayoría de los cuales se comparan favorablemente con granitos de arco magmático.

El volcanismo jurásico del área -mayoritariamente riolítico- tiene una composición mesosilíceica en sus términos iniciales, así como un amplio desarrollo de su facies intrusiva, localizada con preferencia en el basamento pre-volcánico. Se remarca el control estructural de este basamento sobre las zonas de emisión, en especial las zonas de cizalla frágil-dúctil desarrolladas sobre granitos del Complejo Plutónico Pailemán.

Tres factores, de manera individual o conjunta, parecen asociarse a la presencia de las minera-

lizaciones del área: a) los intrusivos riolíticos y dacíticos, en especial cuerpos de gran tamaño; b) zonas de alta deformación frágil-dúctil con cataclásis y milonitización sobre rocas pre-volcánicas y c) zonas de deformación frágil con desplazamientos laterales, sincinemáticas con el desarrollo del volcanismo (Ciciarelli 1990).

Agradecimientos

Esta contribución es una síntesis del trabajo de Tesis Doctoral presentado por el autor ante la Universidad Nacional de la Patagonia, con la dirección de R. Caminos. El autor está agradecido a la Universidad Nacional de la Patagonia y la Secretaría de Minería de la Nación, quienes mediante financiamiento y soporte logístico, posibilitaron el estudio de la región. A R. Caminos, quién fue director de tesis y a M. Zubia, H. Lema y A. Busteros, por el intercambio de ideas con respecto a la geología de la región. Un agradecimiento especial a V. Funes quién realizó los análisis químicos de rocas y a A. Blachakis por los dibujos en papel vegetal. Un sincero agradecimiento a los árbitros de la revista, L. Dalla Salda y R. Pankhurst, por las críticas y correcciones sugeridas al trabajo.

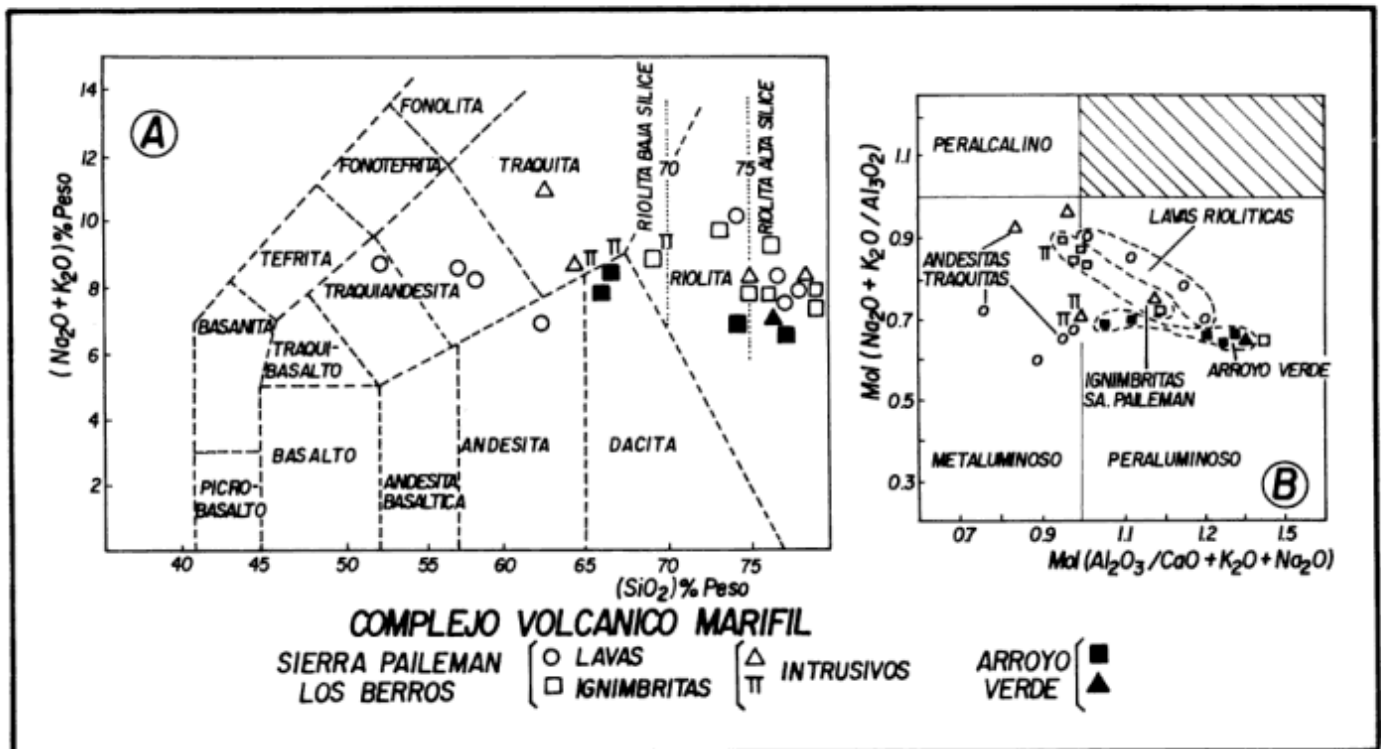


Figura 7: Geoquímica del Complejo Volcánico Marifil (datos de arroyo Verde según Llambías *et al.* 1984 y Malvicini y Llambías 1974a). A, diagrama TAS (campos según Zanettin 1984). B, graficación de los índices de Shand.

Tabla 4: Análisis químicos de muestras del Complejo Volcánico Marifil.

	142"	469	227	208	136	218"	449
SiO ₂	57.45	52.32	77.11	73.67	76.32	61.56	66.60
Al ₂ O ₃	17.35	17.59	12.61	12.46	12.22	16.71	14.61
Fe ₂ O ₃	7.00	8.41	2.43	1.45	0.85	3.55	3.38
MnO	0.08	0.13	0.07	0.06	0.03	0.04	0.08
MgO	2.26	3.76	0.32	0.34	0.18	1.04	1.08
CaO	3.03	5.53	0.24	0.44	0.57	2.64	2.49
Na ₂ O	5.04	5.74	0.82	3.57	0.88	7.24	3.47
K ₂ O	3.45	3.01	6.67	5.98	8.35	3.70	5.05
TiO ₂	1.14	1.12	0.12	0.23	0.16	0.61	0.53
P ₂ O ₅	0.59	0.52	0.03	0.03	0.18	0.35	0.19
PPC	2.50	2.15	1.46	0.46	1.14	2.08	1.45

Lavas: 142"-469-227; ignimbritas: 208-136; intrusivos: 218"-449. Para otros análisis véase Giacosa (1993).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Braitsch, O., 1965. Das palaeozoikum von Sierra Grande (prov. de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische faltung im ostlichen Andesvordland. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 698-714.
- Busters, A., Giacosa, R., Lema, H. y Zubia, M., 1995. Descripción geológica y metalogénica de la Hoja Sierra Grande (4166-IV), provincia de Río Negro. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires (inédito).
- Cagnoni, M., Linares, E., Ostera, H., Parica, C. y Remesal, M., 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: implicancias sobre su proveniencia y marco tectónico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 1: 281-288. Buenos Aires.
- Camino, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g Cerro Tapiluke y 39 h Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, 41 p. (inédito).
- Chernicoff, C. y Camino, R., 1996. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (2): 107-118.
- Ciciarelli, M., 1990. Análisis estructural del Sector Oriental del Macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, 152 p. La Plata (inédito).
- Corbella, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipoabisales granítico-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (provincia de Río Negro) y su posible importancia metalogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4): 353-363.
- Cortés, J., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235.
- de la Roché, H., Leterrier, P., Grand Claude, P., and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses; its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- del Mónaco, A. 1971. Geología económica de los niveles 110 y 140 de la Mina Gonzalito (provincia de Río Negro), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 57-66.
- Didier, J., 1973. Granites and their enclaves: The bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier, 393 p. Amsterdam.
- Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 3: 51-54. Tucumán.
- Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 4: 113-119. Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1994a. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Patagonia, 200 p. Comodoro Rivadavia (inédito).
- Giacosa, R., 1994b. Evolución tectónica pre-Cretácica del margen Atlántico del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 7/8: 687-700.
- Grecco, L., Gregori, D., Rapela, C., Pankhurst, R. and Labudía, C., 1994. Peraluminous granites in the northeastern sector of the North Patagonian Massif. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1354-1359. Concepción.
- Haller, M., Demichelis, A., Cabrerós, J. y Pardo, M., 1990. Litología y geoquímica del volcanismo Triásico-Jurásico en la Patagonia Extranquina y su relación con el rifting gondwánico. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 56-59. San Juan.
- Halpern, M., Umpierre, M. y Linares, E., 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from Southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces. *Actas Conferencia Problemas Tierra Sólida*, 2: 345-356. Buenos Aires.
- Linares, E., Ostera, H. y Parica, C., 1990. Edades radimétricas del Basamento Cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 251-253. San Juan.
- Llambías, E., Camino, R. y Rapela, C., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed): *Geología y Recursos Naturales de Río Negro*, 1 (4): 85-117. Buenos Aires.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974a. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia de Chubut. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974b. Metalogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 203-221. Buenos Aires.

- Mena, M., 1990. Correlación paleomagnética de diversos afloramientos del Complejo Marifil (Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 136-144.
- Pankhurst, R. y Rapela, C., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-26.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Caminos, R., Llambías, E. and Parica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Science*, 5 (3-4): 321-325.
- Pankhurst, R., Caminos, R. y Rapela, C., 1993. Problemas geocronológicos de los granitos Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 99-104, Buenos Aires.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- Pettijohn, F., Potter, P. y Siever, R., 1973. *Sand and sandstones*. Springer Ed. 618 p.
- Pitcher, W., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journal Geological Society London*, 136: 627-662.
- Rapela, C. y Llambías, E., 1984. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 4-25.
- Rapela, C., y Pankhurst, R., 1993. El volcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento meso-Jurásico de corta duración y origen profundo. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 179-188, Buenos Aires.
- Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285.
- Rosenman, H., 1972. Geología de la región de arroyo Los Berros (parte oriental de la Meseta de Somuncura), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (1): 117-137.
- Roser, B. and Korsch, R., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suite using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Stipanovic, P. y Methol, E., 1972. Macizo de Somuncura. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 581-599, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Streckeisen, A. y Le Maitre, R., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, 136: 169-206.
- Turner, F., 1981. *Metamorphic petrology*. Mc Graw Hill, 524 p. New York.
- Vallés, J., 1978a. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina Gonzalito, Departamento de San Antonio y Valcheta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (4): 325-344.
- Vallés, J., 1978b. Los yacimientos de plomo María Teresa y Tres Marias, ejemplos de metalogénesis mesozoica en el Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 1: 71-88. Buenos Aires.
- White, A., Chapell, A. y Clearly, J., 1974. Geologic setting and emplacement of some australian paleozoic batholiths and implication for intrusive mechanism. *Pacific Geology*, 8:159-171.
- Zanettin, B., 1984. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7 (4): 19-20.
- Zubia, M. A., 1975. Proyecto 15 AJ Campana Mahuida-Cona Niyeu, Mosaico 4166-IV-A1, provincia de Río Negro. Servicio Minero Nacional-Plan Patagonia Comahue. Comodoro Rivadavia (inédito).
- Zubia, M. A., 1976. Compilación de mapas geológicos y mineros de los mosaicos 4166-IV-B1 y B2, provincia de Río Negro. Servicio Minero Nacional-Plan Patagonia Comahue. Comodoro Rivadavia (inédito).

Recibido: 16 de abril, 1996

Aceptado: 11 de febrero, 1997

Hidrogeología de la cuenca superior del río Sauce Chico, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires

René ALBOUY¹ y Guillermo BONORINO¹

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina

ABSTRACT. *Hydrogeology of the upper basin of the Sauce Chico river, Sierras Australes, Buenos Aires Province.* A conceptual hydrogeological model of the aquifer system is developed and a general hydraulic balance of the basin is evaluated. The hydrological variables are identified and their connection with the groundwater is considered together with the geomorphological and geological aspects of the area. The hydrochemical characteristics of the surface and underground waters are also determined. The aquifer is formed by Plio-Pleistocene loessic sediment deposits that lie on a impervious basement of Palaeozoic rocks. The aquifer is formed by aquitard-aquifer layers that show a single regional hydraulic behaviour; most permeability values are in the range 0.08-2 m/d. The conclusion is that the morphological and lithological characteristics of the area control the groundwater flow dynamics. The preferential recharge areas of the aquifer are the topographically higher zones near the hills; the natural discharge of groundwater flow occurs on the surface of the drainage system. About 15 % of the rainfall infiltrates the system allowing the basin to be considered as a typical recharge area of groundwater. The study suggests a higher permeability of the aquifer within the hills and greater thickness in the plain. The chemical composition of the groundwater in the preferential recharge areas of the aquifer evidence high bicarbonate calcium.

Introducción

El objetivo de este estudio es formular el balance hidrológico general y el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero freático de la cuenca superior del río Sauce Chico. Para ello se efectúa una caracterización de las variables hidrológicas precipitación, evapotranspiración, infiltración y escurrimiento superficial y se considera la incidencia de cada uno de estos procesos sobre el agua subterránea del acuífero. Se tratan los aspectos geomorfológicos y geológicos del área y su vinculación con la hidrología subterránea de la cuenca. Se exponen, también, las características hidrodinámicas del flujo en el acuífero y el comportamiento hidroquímico del sistema.

El estudio realizado representa un elemento básico a tener en cuenta en una planificación del manejo de los recursos hídricos subterráneos que tienda a favorecer un justo equilibrio entre la demanda de agua, el desarrollo económico y la conservación ambiental de la región.

El área del estudio (Fig. 1) se ubica en la vertiente suroccidental de las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires a los 38° de latitud sur y 62° de longitud oeste. El río Sauce Chico drena los faldeos suroriental del cordón de Curamalal, suroccidental de la sierra de Bravard y noroccidental de la sierra de la Ventana. La cuenca superior cubre una superficie de 430 Km² y limita, por el sureste, con la cuenca alta del arroyo Napostá Grande y hacia el oeste con la del arroyo Chasicó, ambas con sus nacientes en las sierras.

Entre los trabajos publicados que hacen referencia general de la hidrogeología del área pueden citarse los de Sala (1975) y Sala *et al.* (1983). Carrica *et al.* (1988) evalúan los métodos empíricos de Turc, Thornthwaite y Coutagne para la estimación de la evapotranspiración real en el ámbito de la vertiente suroccidental de las Sierras Australes y confeccionan balances hídricos simplificados de algunas cuencas representativas. Bonorino (1991) hace una evaluación de la recarga de agua subterránea en la misma vertiente y más recientemente Carrica *et al.* (1992) y Albouy y

Rossi (1993) desarrollan un modelo general de los procesos hidrológicos y geoquímicos que intervienen en la evolución hidroquímica del agua subterránea.

Metodos de trabajo

Preliminarmente se procedió a la recopilación y

ordenamiento de datos geográficos, climáticos, geológicos e hidrológicos antecedentes. La delimitación de la cuenca, demarcación y cuantificación de la roca acuífuga y el trazado de la red de drenaje se hizo con la cartografía del Instituto Geográfico Militar y fотомosaicos a escala 1:50.000. En la caracterización hidrometeorológica se utilizó información pluviométrica del Servicio Meteorológico Nacional y datos

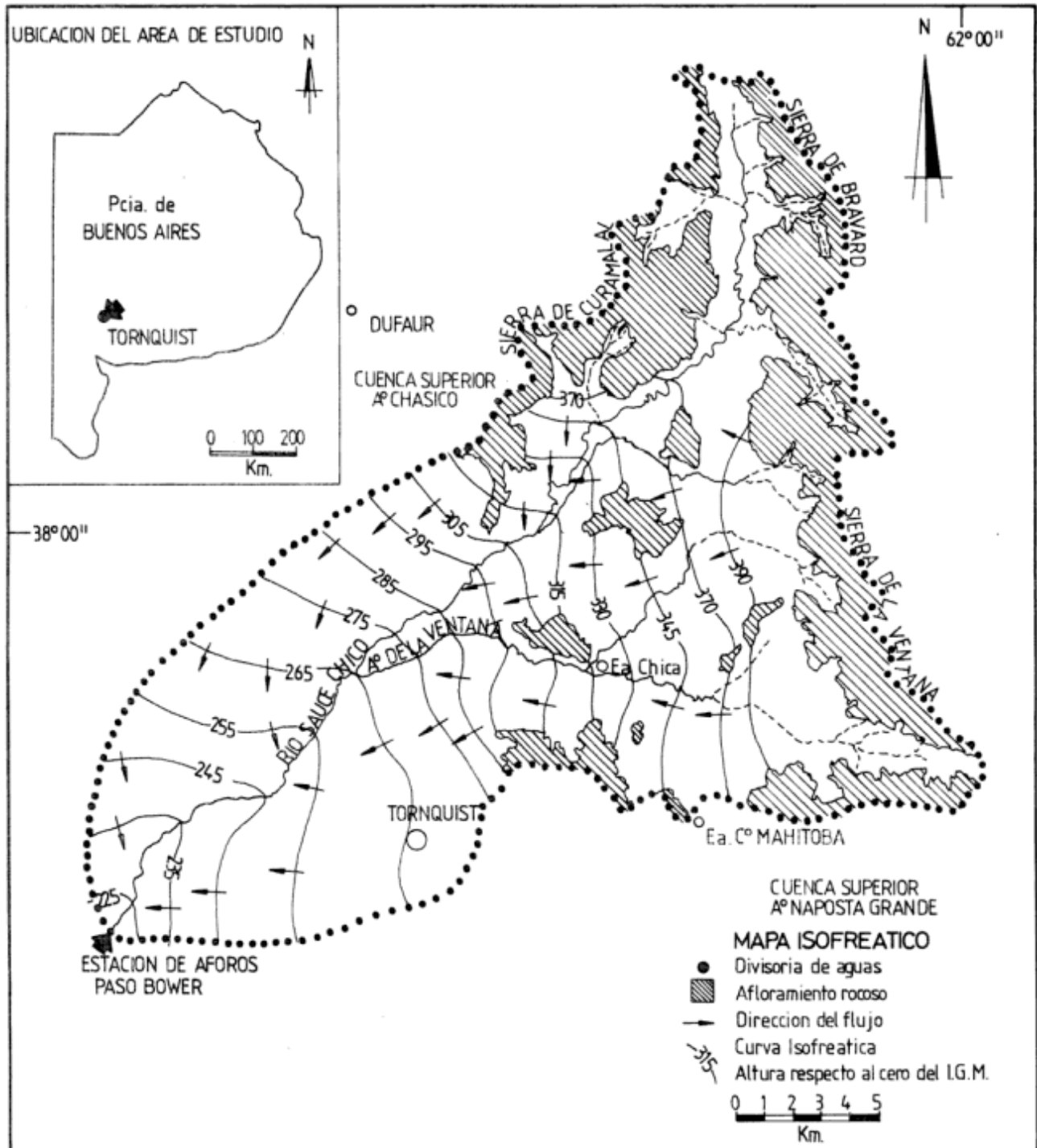


Figura 1: Ubicación del área y mapa isofreático.

complementarios de establecimientos rurales y estaciones del ferrocarril vecinas a la cuenca. La información termométrica la proporcionó el Instituto Argentino de Oceanografía que durante el período 1959-1965 levantó registros parciales en la localidad de Tornquist.

El relevamiento del mapa isofreático y de la red de flujo se efectuó con el apoyo topográfico de las hojas a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar; se inventariaron 91 puntos de agua cuyas cotas se interpolaron entre curvas de nivel o con el auxilio de un altímetro suizo Thommen 3B4.

Para el reconocimiento hidroquímico del agua superficial y subterránea se llevó a cabo un muestreo en la red de drenaje y en 42 pozos que explotan el acuífero. Los análisis correspondientes se realizaron en el laboratorio de Química Analítica Instrumental de la Universidad Nacional del Sur. Con esta información se confeccionaron los mapas hidroquímicos de interés.

Otras tareas de campo complementarias fueron las comprendidas en lo que es la operación de una red de monitoreo freaticométrico, las mediciones fluviométricas y la ejecución de sondeos eléctricos verticales.

Caracterización geomorfológica

La geomorfología es una de las características del medio físico que condiciona la circulación del agua subterránea y por lo tanto la distribución de las áreas de recarga y descarga del acuífero. En la cuenca superior del río Sauce Chico, pueden identificarse dos unidades morfológicas: las sierras y la llanura cuyos dominios definen los subambientes serrano y llano respectivamente. Las sierras están representadas por rocas cuarcíticas paleozoicas, fuertemente plegadas, que cierran la cuenca por el noroeste, norte, este y sureste y constituyen una divisoria de las aguas superficiales y subterráneas. Estos afloramientos se desarrollan por encima de los 350-400 m s.n.m., se asocian a gradientes mayores al 20 % y ocupan una superficie de unos 100 km² esto es, un 25 % del área total. En sus laderas se adosan los valles intermontanos de vertiente de típica sección en "v"; en los mismos se desarrollan cursos de agua intermitentes que desaparecen por infiltración en el pie de sierra. Este hecho determina que la faja pedemontana esté caracterizada por una ausencia de cauces erosivos y se comporte como un área de infiltración preferencial del agua meteórica.

Cerca de los afloramientos se miden los gradientes topográficos más altos, superiores al 5%, así como las mayores pendientes hidráulicas del acuífero. A medida que se aleja del pie de sierra, el relieve se suaviza y se dan pendientes que oscilan entre un 1 y el 5 % en tanto

que la superficie freática verifica una tendencia similar, pero en forma más suave.

El área interserrana está ocupada por valles longitudinales y transversales (o "abras"), en los que aparecen las corrientes de agua permanentes producto de la descarga del agua subterránea y por zonas planas interiores que Arbanesi *et al.* (1988) designaron como "planicies de valle". La cubierta sedimentaria intermontana está representada por un relleno moderno del Plioceno y Cuaternario constituido por depósitos de origen fluvial, eólico y coluvial, hidrolitológicamente muy permeables.

Las sierras se conectan a la llanura a través del piedemonte, una faja transicional que tiene un límite distal difuso y está caracterizado por poseer un gradiente topográfico más fuerte que el de la llanura, por presentar procesos coluviales atemperados progresivamente y evidenciar una falta casi total de cauces erosivos, que permite caracterizarlo como una típica zona de infiltración del agua de lluvia (González Uriarte 1984).

El subambiente llano se desarrolla en el sur del área; en ella los gradientes topográficos no superan el 1%, salvo en el valle del río donde se registran desniveles abruptos de hasta 30 m. La pendiente regional se orienta hacia el sur y en esa dirección el terreno pierde altura hasta los 250 m s.n.m. En la llanura la capa acuífera presenta los gradientes hidráulicos más bajos y el curso principal del río constituye el nivel natural de descarga del agua subterránea. La cubierta sedimentaria está integrada por los "sedimentos pampeanos" y depósitos más modernos de origen eólico y fluvial.

Hidrometeorología

Según los tipos climáticos hídricos de la clasificación de Thornthwaite (1948) a la cuenca le corresponde un clima transicional hacia los áridos de tipo C1 B'2 d a: subhúmedo, mesotermal, con nulo o pequeño exceso de agua y una concentración estival de la eficiencia térmica del 48%. No obstante, es probable que las sierras creen condiciones locales de precipitación más favorables que las que se da en su entorno; en este sentido Van Wambeke y Scoppa (1976) consideraron que las sierras crean un microclima caracterizado por un mayor grado de humedad (régimen údico).

De acuerdo a la información termométrica disponible de la localidad de Tornquist la temperatura media anual es de 14.7° C; la estación estival tiene una media de 23° C y el invierno de 7.5° C (Tabla 1).

Los registros pluviométricos del período 1956-1985 permiten estimar, por el método de las curvas isoyetas, un módulo anual de 781.5 mm. La distribución

Tabla 1: Temperatura, distribución mensual media de las lluvias y valores de evapotranspiración real.

Temperatura media mensual (°C) de la localidad de Tornquist - Período 1959-1965											
Altitud: 285 m s.n.m. - Lat. 38° 06' S; Long. 62° 14' O											
Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
23.5	24.5	19.0	14.6	10.9	7.0	6.9	9.0	10.5	12.8	17.0	20.8
Distribución mensual media de las lluvias (mm)											
<i>Estación Tornquist</i>											
Período 1956-1985											
Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
66.4	74.1	100.6	75.4	40.6	32.6	32.2	25	48.3	86	83.3	94.3
<i>módulo pluviométrico anual: 758.8 mm</i>											
<i>Estación Ea. Chica</i>											
Período 1956-1985											
Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
71.5	75.1	105.9	83.6	43.3	31	39.4	25.8	52	98.3	85.1	91.3
<i>módulo pluviométrico anual: 802 mm</i>											
Valores de precipitación y evapotranspiración real											
Estación	Período	Precipitación	Evapotranspiración real (mm/año)								
			Thornthwaite *	Turc	Coutagne						
Tornquist	1956-1985	758,8 mm	715.7	575	557						
Ea. Chica	1956-1985	802 mm	746.7	607	577						
Dufaur	1956-1985	754,3 mm									
Ea. C° Manitoba	1956-1985	749,4 mm									

*Evapotranspiración real cuantificada a partir del balance hídrico con una capacidad de campo del suelo de 100 mm

mensual media de las lluvias alcanza un milimetraje máximo en marzo y mínimo en agosto, mes que marca el inicio del año pluviométrico. En el término del año hay dos períodos lluviosos: uno al final del verano-principios de otoño y otro a comienzos de la primavera; la estación seca es el invierno que totaliza sólo un 12% de la precipitación anual (Tabla 1).

La evapotranspiración real para las estaciones ubicadas en el área, aplicando las fórmulas empíricas de Turc y Coutagne, representa entre un 70 y un 75% de la precipitación (Tabla 1). Los resultados que arroja el clásico balance hídrico de Thornthwaite (1948), en su forma modular mensual, no son compatibles con las condiciones de escurrimiento e infiltración que se verifican en el área, por lo que la evapotranspiración real obtenida a partir de esta metodología se toma en forma orientativa y como un máximo probable. Esta forma de cuantificación presenta el inconveniente de subestimar la humedad del suelo y los excesos de agua (Carrica *et al.* 1988). Lo expuesto permite verificar que la evapotranspiración constituye la pérdida o egreso de agua más importante y que son factibles excesos pluviométricos en el orden del 25%-30% de la precipitación, que alimentarían los escurrimientos superficial y subterráneo del área.

Hidrología superficial

La red de escurrimiento superficial de la cuenca tiene una densidad de drenaje de 1.13 km.km⁻², puede

calificarse como poco desarrollada e indica condiciones buenas de infiltración en superficie. El colector principal tiene una longitud de unos 49 km y según el sistema de ordenamiento de Horton es de orden 6; el cauce tiene un gradiente medio del 0.6% y un coeficiente de sinuosidad de 1.3, propio de los cursos bastante rectos.

Excepto en las cabeceras de los tributarios, donde se manifiesta una clara tendencia influente, los cursos tienen un comportamiento efluente en relación a las aguas subterráneas, característica ésta de la mayoría de los ríos y arroyos de la provincia.

Fluviometría: las mediciones registradas por Agua y Energía Eléctrica (1966) en el cierre de la cuenca superior (estación hidrométrica Paso Bower) durante el período 1940-1945, arrojan un módulo anual de 1.47 m³/s, que significa un derrame de unos 46 Hm³ y una lámina de agua escurrida de 107.8 mm. De acuerdo a estos registros, el régimen fluvial puede caracterizarse como mixto: presenta dos ciclos de máximos caudales, en otoño y primavera (coincidentes con los períodos lluviosos) y dos de mínimos, durante el verano e invierno.

Las relaciones entre la precipitación y los caudales (Tabla 2) indican que el escurrimiento fluvial significa, en términos medios, el 16 % de la precipitación, comparable al obtenido por Carrica *et al.* (1988) en otras cuencas de la vertiente de las sierras, con características físicas comparables, tales como las cuencas superiores de los cursos Sauce Grande y

Tabla 2: Relación entre precipitaciones y caudales.

Valores de precipitación y escurrimiento fluvial					
Estación fluviométrica: Paso Bower - Estación pluviométrica: Tornquist					
Año 1940	Precipitación:	869 mm	Escurrecimiento fluvial:	121.7 mm	CE* = 0.14
1941		618 mm		95 mm	= 0.154
1942		586 mm		61.5 mm	= 0.105
1943		589 mm		80.7 mm	= 0.137
1944		733 mm		161 mm	= 0.219
1945		576 mm		126.1 mm	= 0.218
Promedio		661.8		107.6	0.162

*Coeficiente de escurrimiento anual

Napostá Grande. La incertidumbre que introduce la consideración de una serie insuficiente de años quedaría salvada, en este caso, teniendo en cuenta que el coeficiente de escurrimiento no varía linealmente (ni con otro tipo de ajuste) con la pluviometría, por lo que, estadísticamente, el mismo puede considerarse representativo de todos los valores de precipitación que caen dentro del rango del intervalo de lluvias considerado, el cual contiene todas las precipitaciones más frecuentes de la serie 1956-1985 (Albouy 1994).

El escurrimiento fluvial incluye el escurrimiento superficial junto con el caudal básico, producto de la descarga del flujo local de las aguas subterráneas. La estimación del caudal básico como la media aritmética de los caudales medios mensuales que se miden los períodos de estiaje (en Bureau de Recherches Géologiques et Minières 1971) y su cuantificación gráfica, mediante el método de descomposición del hidrograma, permitieron aproximarlos en un 42% del escurrimiento fluvial total (Albouy 1994).

Hidroquímica: el agua de la red de drenaje en estiaje, tiene una conductividad promedio de 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con un rango que varía desde 165 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en las cabeceras, hasta 375 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en Paso Bower (Tabla 3). El análisis comparativo con la conductividad media del agua de la capa freática indica que el agua superficial de la cuenca tiene una conductividad relativa menor; esta circunstancia sería el resultado de una descarga subterránea diferencial, mayor en el subambiente serrano, portador de aguas menos salinizadas, hecho que pudo valorarse cuantitativamente con el aforo simultáneo en distintos puntos de la red de drenaje, en un período de estiaje y en momentos de precipitación nula. Estos resultados indicaron un aporte unitario promedio de 0.0027 $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ en el ambiente de llanura contra una descarga de 0.0057 $\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ para el sector de la cuenca desarrollado entre las sierras (Albouy 1994).

El agua superficial tiene un carácter bicarbonatado cálcico y la siguiente configuración química: $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$; $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$, excepto la que corresponde al cierre de la cuenca, donde se constata un aumento relativo en sodio sobre el calcio; esta circunstancia

refleja el carácter efluente de la red, ya que sus aguas muestran, con la circulación, la misma tendencia evolutiva que las del acuífero, esto es, un cambio de bicarbonatadas cálcicas a sódicas.

Hidrogeología

En el desarrollo de este ítem se toma como base el esquema hidroestratigráfico modificado (Bonorino 1988) que para la región de Bahía Blanca propuso la Dymas (1974). En el mismo se toma como unidad guía a las características "arcillas verdes" presentes en casi todo el territorio de la provincia de Buenos Aires y que se deben a una transgresión marina del Mioceno; a este potente paquete de arcillas se lo denomina "Sección Paranianana"; por debajo de esta unidad se diferencian la "Sección Hipoparaniana" y el "basamento hidrogeológico" y por encima aparece la "Sección Epiparaniana".

Basamento hidrogeológico: también denominado "basamento impermeable"; con ello se designa a todas aquellas rocas que no tienen virtualmente porosidad primaria y por lo tanto se supone que no almacenan ni transmiten agua. En el área de trabajo esta unidad está representada por un complejo de rocas ígneas precámbrico y por las formaciones predominantemente cuarcíticas de los Grupos Curamalal y Ventana del Paleozoico. Son rocas primariamente acuífugas, intensamente plegadas y exhiben en los afloramientos un notable diaclasamiento postdeformacional. Este sistema de diaclasas, fracturas y fisuras originan una permeabilidad secundaria, de magnitud aún desconocida, que dependería de su grado de interconexión.

Según Sala *et al.* (1983) el volumen de agua infiltrado en estas rocas sería relativamente menor respecto al medio sedimentario que lo rodea debido a la diferente velocidad de infiltración. No obstante, el sistema de fracturación favorece la infiltración y almacenaje del agua meteórica en el basamento el cual se mantendría saturado a un nivel más elevado que el medio acuífero inmediato constituyendo así una divisoria de las aguas superficiales y subterráneas.

Tabla 3: Hidroquímica del agua superficial.

Composición química media del agua superficial red de drenaje en estiaje - Junio de 1990								
	CO ₃ H	SO ₄ ⁻	Cl	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	CE	pH
río Sauce Chico	2.25	0.12	0.27	1.05	1.23	0.68	250	8.2
Sauce Chico (P. Bower)	3.02	0.27	0.67	1.74	1.55	0.83	375	7.6
arroyo Ventana	2.00	0.09	0.20	0.87	1.14	0.54	211	8.2
arroyo San Juan	2.02	0.04	0.22	0.82	1.07	0.6	210	7.8

CE= conductividad eléctrica en µS/cm
concentraciones iónicas expresadas en meq/l

Secciones Hipoparaniana y Paraniana: estas unidades no han sido reconocidas en la periferia de las sierras, (Hernández *et al.* 1979) y por ende no tienen significación hidrogeológica en la cuenca.

Sección Epiparaniana: está compuesta por un paquete de sedimentos que abarca desde el inicio del Plioceno a la actualidad y a efectos de este estudio es la de mayor interés ya que está en contacto con las fases superficial y atmosférica del ciclo hidrológico.

El sustrato regional sobre el que se elaboró el relieve actual está compuesto por un conjunto de sedimentos limo-arenosos castaño rojizos a amarillentos, groseramente estratificados a masivos que culmina con un nivel de tosca masiva a laminar de 1 a 2 m de espesor. Corresponden al Plioceno-Pleistoceno inferior, y se denominan informalmente, en la zona de estudio, "sedimentos pampeanos" (Quattrocchio *et al.* 1993).

En el área, De Francesco (1992) los denominó Formación La Norma (Miembro Inferior); estos sedimentos, en inmediaciones de las sierras, se asocian a otros más gruesos, de tipo psefítico (Miembro Superior) con intercalaciones de arena y limos arenosos que hacia la llanura reemplazan completamente a las psefitas. Estudios del CFI (1991) en la cuenca superior del arroyo Napostá Grande mostraron una columna de unos 130 m de espesor litológicamente caracterizada por una alternancia de horizontes limosos-arenosos.

Mineralógicamente, su composición general, es bastante homogénea de plagioclasas intermedias a básicas, litoclastos de vulcanitas, cuarzo y vidrio volcánico (Teruggi 1957, 1982); los minerales de la fracción limo-arcilla presentes son montmorillonita, escasa caolinita e illita, calcita, minerales amorfos, plagioclasas de composición intermedia, sericita y cuarzo (Rossi 1991).

Desde un punto de vista hidrogeológico los sedimentos de la Formación La Norma tienen un comportamiento acuífero-acuitardo producto de las variaciones litológicas que presentan y a las que se hizo referencia en los párrafos anteriores; esto determina una intercalación de niveles de distinta permeabilidad con un comportamiento acuífero-

acuitardo que definen un acuífero heterogéneo que hidráulicamente configura un sistema único. Según Sala (1975) la permeabilidad regional del complejo no superaría los 0.5 m/d pero localmente puede llegar a máximos del orden de los 5 a 10 m/d.

Por otra parte, en el ambiente serrano, se verificaría un incremento de la permeabilidad asociado a una mayor abundancia de la arena sobre el limo; asimismo la mayor o menor cementación carbonática, influiría notablemente sobre la permeabilidad del depósito. Torrente *et al.* (1989) en base a análisis volumétricos y granométricos obtienen, para la región suroccidental bonaerense, un valor medio de porosidad eficaz de 12.5% y un rango de variación de la permeabilidad de entre 0.08 y 2 m/d.

Los niveles de tosca que coronan y tipifican la sedimentación pampeana muestran en los perfiles de pozos y los afloramientos de los interfluvios un alto grado de fisuración que mejora sus características primarias y les confiere una permeabilidad secundaria que favorece el paso o infiltración del agua como lo demuestra el mediano desarrollo de la red de drenaje superficial y la baja salinidad del agua en la capa freática infrayacente.

La Sección Epiparaniana culmina con los depósitos que genéricamente se conocen como "postpampeanos", que desde el Pleistoceno a la actualidad han modelado la morfología de la superficie sobre la que se asienta el ciclo hidrológico actual. Estos sedimentos se vinculan a procesos fluviales (en los cauces mayores), eólicos (en los planos de interfluvios) y de remoción en masa (en las áreas en pendiente).

Desde un punto de vista hidrológico los sedimentos postpampeanos de mayor permeabilidad relativa serían aquellos de origen eólico, tanto en sus formas medianas como mantiformes. Precisamente este tipo de depósitos eólicos son los de mayor significación areal dentro de la cuenca ya que los restantes sólo alcanzan un desarrollo e influencia locales. Litológicamente están compuestos por limo-arenas y arenas limoarcillosas, de carácter mantiforme, correlacionables a la Fm. Saavedra (De Francesco 1992); su importancia hidrogeológica radica en que por su naturaleza litológica la lluvia penetra

rápidamente en el suelo escapando al escurrimiento superficial y evaporación.

Características geométricas del acuífero

Las perforaciones Saldungaray, en la cuenca del río Sauce Grande (en Harrington 1947) y otra que realizó el CFI (1991) en la cuenca superior del arroyo Napostá Grande indican que la base de la Formación La Norma, apoya, en inmediaciones de las sierras, directamente sobre el "basamento impermeable"; en ambos casos el mismo se alcanzó a poco más de 100 m de profundidad.

El análisis de información geoelectrónica suministrada por el CFI (1991) y de sondeos eléctricos verticales complementarios que se efectuaron en el área, indicaron que el basamento hidrogeológico presenta una gran irregularidad en su posición, en el marco de una tendencia general de ascenso hacia la cabecera de la cuenca; en los sondeos más alejados del borde occidental de las sierras se tocó a una cota variable entre los -120 y -200 m b.n.m.

La tendencia general indica un paulatino ascenso hacia el norte y noreste de la cuenca, en dirección a las sierras; en la parte más alta del área está a más o menos profundidad según la mayor o menor proximidad a sus afloramientos.

Las observaciones anteriores ponen de manifiesto la profundización progresiva del sustrato paleozoico a medida que se aleja del frente serrano y confirman la hipótesis que asocia un mayor espesor de la cubierta sedimentaria en las áreas llanas que circundan las sierras. Tal configuración basamental limita, hacia los afloramientos, el desarrollo espacial de la capa acuífera y hace que la geometría del acuífero se aproxime a un cuerpo que se acuña hacia sus bordes de cabecera y abre y aumenta de espesor en dirección a la llanura, por donde se extiende sin solución de continuidad.

Hidrología subterránea

Hidrodinámica: el mapa isofreático (Fig. 1) revela la forma de la superficie piezométrica y permite analizar la circulación subterránea en el acuífero libre; las condiciones del flujo subterráneo en el sistema de diaclasas y fisuras de las rocas paleozoicas no se conoce, pero es de esperar que, a partir de la zona saturada del basamento, se verifique una transferencia lateral de agua subterránea hacia el acuífero y en parte a los manantiales intermitentes que se observan en los afloramientos y que alimentan las vías de drenaje sobre las rocas cuarcíticas.

El flujo local en la capa freática tiene una dirección

general hacia el sur y está caracterizado por filetes de corto recorrido que tienden a converger hacia los cursos superficiales que drenan el acuífero; éste ofrece un comportamiento efluente, excepto en las cabeceras de los tributarios efímeros del pie de sierra, donde se comprueba una tendencia inversa (tramos influentes).

La morfología de la superficie freática es radial con divisoria en los interfluvios; en el piedemonte las líneas de corriente son divergentes en el sentido del flujo y la concavidad de las curvas isopiezas está orientada hacia la parte alta del terreno. Hacia los bordes impermeables aparecen los mayores gradientes hidráulicos, con valores del orden del 1% con tendencia a disminuir aguas abajo; la pendiente importante de los perfiles de equilibrio en este sector revelaría condiciones de un importante caudal de flujo vinculado con un medio clástico de alta permeabilidad y una situación de alta infiltración en superficie.

El control periódico de los niveles de agua puso de manifiesto las significativas oscilaciones que sufre la superficie freática en proximidad del frente serrano lo que señala las buenas condiciones de infiltración del área que se traducen en grandes variaciones de almacenamiento subterráneo (Albouy 1994).

Hacia el sur de la cuenca, en las zonas más llanas, los gradientes hídricos son menores, del orden del 0.5%. Este cambio de gradiente hidráulico traduciría teóricamente, una situación relativa de mayor permeabilidad o bien de menor caudal pero, teniendo en cuenta que los estudios geológicos indican una disminución de la granulometría del material del acuífero a medida que se aleja de las sierras, es posible caracterizar esta porción por un flujo subterráneo menos importante; sin embargo se puede rescatar la existencia de un sistema general con una mayor posibilidad de transmisión vinculado con un mayor espesor del medio poroso.

El diseño de la red de flujo revela que todo el sector periserrano se comporta como el área de alimentación o de recarga preferencial de la capa freática en tanto que el nivel de base, o de descarga del acuífero, lo constituye la red de drenaje perenne de la cuenca.

Profundidad del nivel freático: el mapa de isopropundidad del nivel freático (Fig. 2) revela que el área se caracteriza por presentar una zona de aereación potente. Los niveles freáticos más someros están relacionados a la proximidad de los cauces efímeros o perennes de la red superficial de agua, en estos sectores la profundidad a la que aparece el agua subterránea oscila entre 3 y 10 m. A partir de aquí y en forma gradual, los niveles se tornan cada vez más profundos, a medida que se avanza hacia las zonas de los interfluvios y los afloramientos serranos, hasta superar, en algunos casos, los 30 m. En la llanura, los niveles de agua, salvo en proximidades del cauce principal del río, están a más de 15 m de profundidad;

aquí se miden los mayores espesores de la zona de aereación, que alcanzan su máximo en un sector al norte y noreste de la localidad de Tornquist donde el nivel freático aparece a más de 40 m de la superficie, tal vez como consecuencia de un aumento local en la permeabilidad y/o del espesor saturado del acuífero que determina una fuerte disminución del gradiente hidráulico en el sector.

Hidroquímica. Conductividad y cloruros: el agua de la capa freática posee valores bajos de conductividad que en general no supera los 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 4). Las aguas menos conductivas (hasta 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) están en proximidades de las sierras, sobre el área preferencial de recarga del acuífero (Fig. 3), a partir de dónde aumenta, en el sentido de la circulación subterránea, hacia las zonas de descarga locales; en las aguas del

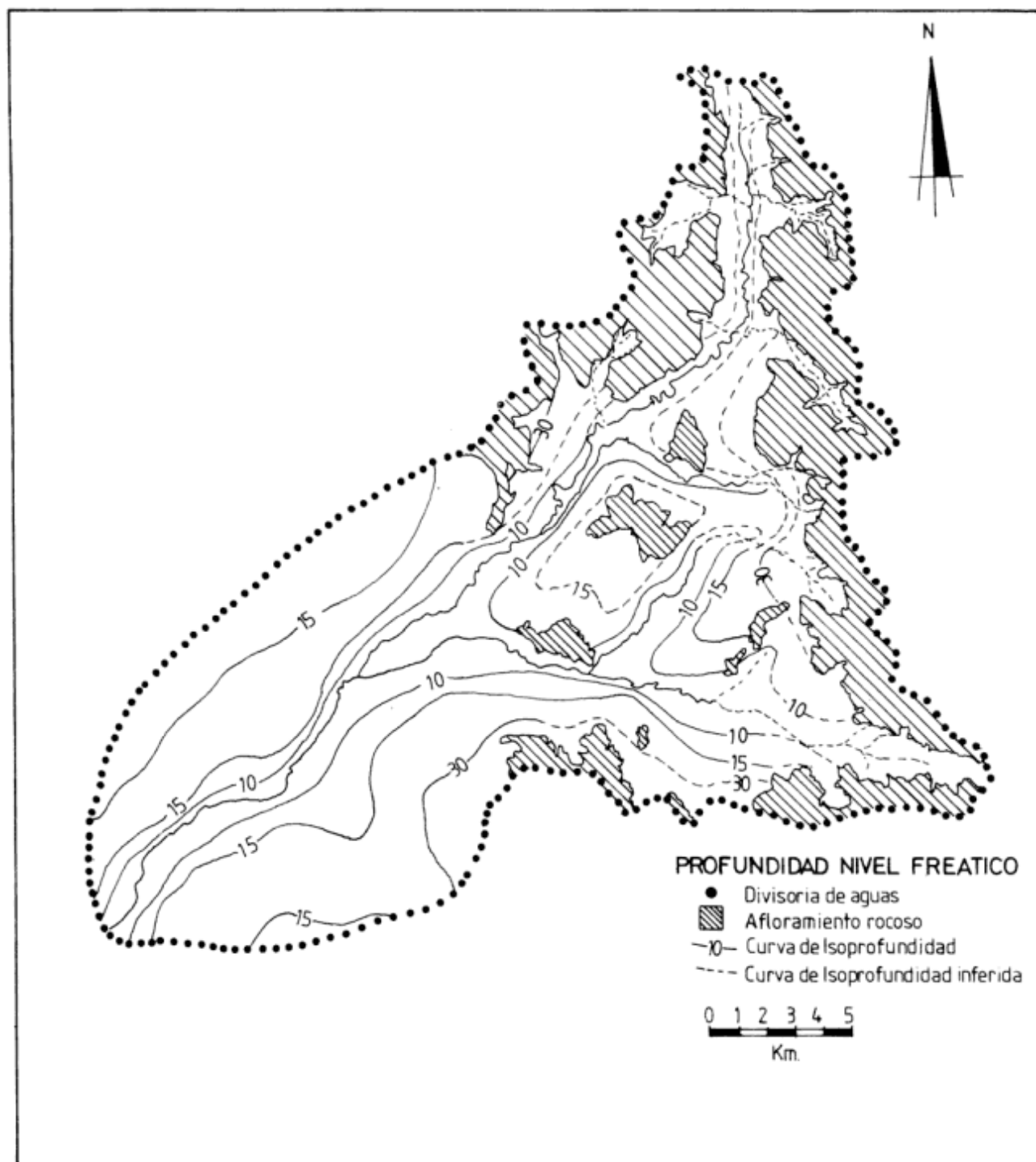


Figura 2: Mapa de isopropundidad del nivel freático.

Tabla 4: Análisis químicos del agua subterránea

Análisis químicos del agua subterránea									
pozo	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	CE*	pH
1	5.96	0.33	1.05	2.71	0.13	2.35	2.40	779	8.3
2	8.35	0.41	1.89	4.73	0.13	5.98	0.39	1081	7.1
3	1.95	0.10	0.38	0.67	0.09	0.70	1.21	302	7.0
4	3.39	0.10	0.29	0.64	0.11	1.60	1.72	377	6.9
5	4.12	0.56	1.45	3.58	0.12	1.22	1.63	804	8.3
6	4.66	0.11	0.40	0.95	0.09	2.67	1.35	506	8.3
7	0.98	0.11	0.15	0.22	0.05	0.70	0.47	129	6.7
9	4.34	0.31	0.77	2.58	0.12	1.47	1.68	577	8.4
10	6.18	0.47	1.08	4.87	0.12	1.50	1.65	787	8.4
13	6.18	0.31	0.90	5.13	0.10	0.90	1.61	828	8.4
22	4.18	0.41	0.93	2.95	0.15	1.55	1.24	597	8.1
25	7.31	0.87	1.58	7.39	0.15	0.50	1.24	1015	8.2
30	1.83	0.14	0.39	0.78	0.07	1.15	0.64	202	7.2
119	1.00	0.08	0.20	0.26	0.04	0.53	0.54	126	6.2
120	3.26	0.10	0.23	0.61	0.06	2.28	1.04	340	6.8
121	5.08	0.32	0.93	2.61	0.13	2.15	1.89	654	7.0
152	6.13	0.66	1.20	6.30	0.17	0.95	0.99	772	7.8
166	4.75	0.22	0.39	2.08	0.07	2.50	1.23	460	7.7
168	3.23	1.43	1.01	2.08	0.10	2.84	0.80	505	7.5
169	5.47	1.08	1.69	4.26	0.11	2.24	1.44	670	8.0
176	5.34	1.52	3.38	7.82	0.19	1.51	1.20	1020	8.5
178	4.59	0.87	1.69	4.52	0.17	1.65	1.54	678	7.9
180	4.51	1.14	1.52	5.65	0.15	1.15	0.99	640	8.3
181	4.11	1.01	1.18	3.08	0.10	2.52	1.12	530	7.6
185	6.78	1.91	1.97	7.83	0.19	1.70	1.48	890	7.8
371	4.19	1.28	2.53	4.26	0.12	2.55	1.12	718	8.2
374	4.73	1.52	2.31	6.00	0.13	1.79	1.16	795	8.3

*conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$
concentración iónica expresada en meq/l

acuífero aledaño a los cursos superficiales los valores oscilan entre 500 y 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Las aguas más salinizadas aparecen sobre la localidad de Tornquist y adyacencias, donde la conductividad supera los 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$; este incremento en la salinidad se acentúa hacia el sureste, donde supera los 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este comportamiento se relaciona tanto a una lenta circulación subterránea, que se infiere por los bajos gradientes hidráulicos de la capa freática, y por ende a un mayor tiempo de permanencia en el acuífero, como a un mayor espesor de la zona de aereación, y el consecuente retardo de la infiltración.

El contenido en cloruros del agua subterránea (Fig. 3) aumenta en el sentido de la circulación. Su concentración, promedia los 40mg/l y toma valores mínimos en el sector periserrano desde donde se incrementa, en dirección a la llanura, hasta alcanzar los 120 mg/l. El incremento de este ión, en el sentido general del flujo subterráneo, pone de manifiesto un proceso de infiltración en toda el área ya que los materiales del acuífero carecen de este elemento.

Iones mayoritarios: el análisis de iones mayoritarios demuestra que el bicarbonato es el anión predominante, con una concentración media de 277 mg/l (Tabla

4). La relación iónica $r\text{HCO}_3^-/r\text{Cl}^-$ es máxima en el agua del acuífero adosado a las sierras, hecho que se vincula esencialmente al proceso de disolución de tosca y rápida infiltración, lo que señala la importancia relativa de la recarga en el sector.

El contenido en sulfatos promedia los 30.7 mg/l y tiene una evolución idéntica a la del ión cloruro debido a que la presencia de ambos aniones en el agua del acuífero obedece a un único proceso de concentración de sales por evaporación en el suelo y su transporte a la zona saturada con los excedentes pluviométricos.

Los cationes mayoritarios son el calcio y el sodio. El calcio se distribuye con un valor medio de 36 mg/l entre extremos de 10 mg/l y 120 mg/l. Las concentraciones más altas aparecen en la zona de recarga del acuífero, próxima a los afloramientos rocosos, o en sectores de infiltración local, en los valles de los cursos. Se trata de aguas de infiltración reciente, con escasa o nula circulación subterránea. Los procesos genéticos involucrados en la presencia de este ión en el agua son, esencialmente, la hidrólisis de carbonatos y feldspatos en la zona no saturada (Bonorino 1988; Carrica *et al.* 1992).

El sodio, en oposición a la distribución del calcio, tipifica el contenido catiónico de las aguas de la llanura y se vincula, en general, a términos con mayor circulación en el acuífero. Promedia una concentración de 80.5 mg/l con un rango de 5 mg/l a 180 mg/l. Su presencia se vincula a procesos de intercambio iónico de bases en la fracción arcillosa del acuífero e hidrólisis de vidrio volcánico y plagioclasas en la zona de aereación y acuífero (Carrica *et al.* 1992; Albouy 1994).

El análisis de los diagramas poligonales de Stiff (Fig. 3) muestra que en el acuífero pedemontano domina el tipo bicarbonatado cálcico en tanto que en la llanura predomina el tipo bicarbonatado sódico. Si se tiene en cuenta el patrón de flujo subterráneo este hecho indica que las aguas evolucionan, con la circulación, del tipo cálcico al sódico. Dentro de este esquema general hay aguas cálcicas, que aparecen en posiciones distantes de los afloramientos y en los valles de cauces superficiales, como producto de condiciones locales favorables de infiltración y de aguas sódicas, en la parte alta de la cuenca, que se corresponderían con facies de mayor circulación subterránea y/o más profundas.

Balance hidrológico

El balance hidrológico modular de la cuenca (ingresos iguales a los egresos) se puede plantear con un aporte por precipitación (P) de unos 781.5 mm anuales, en tanto que las salidas de agua están representadas por la evapotranspiración real (ETR) y el escurrimiento total de la cuenca (Q): $P=ETR+Q$.

El egreso por evapotranspiración real se estimó entre

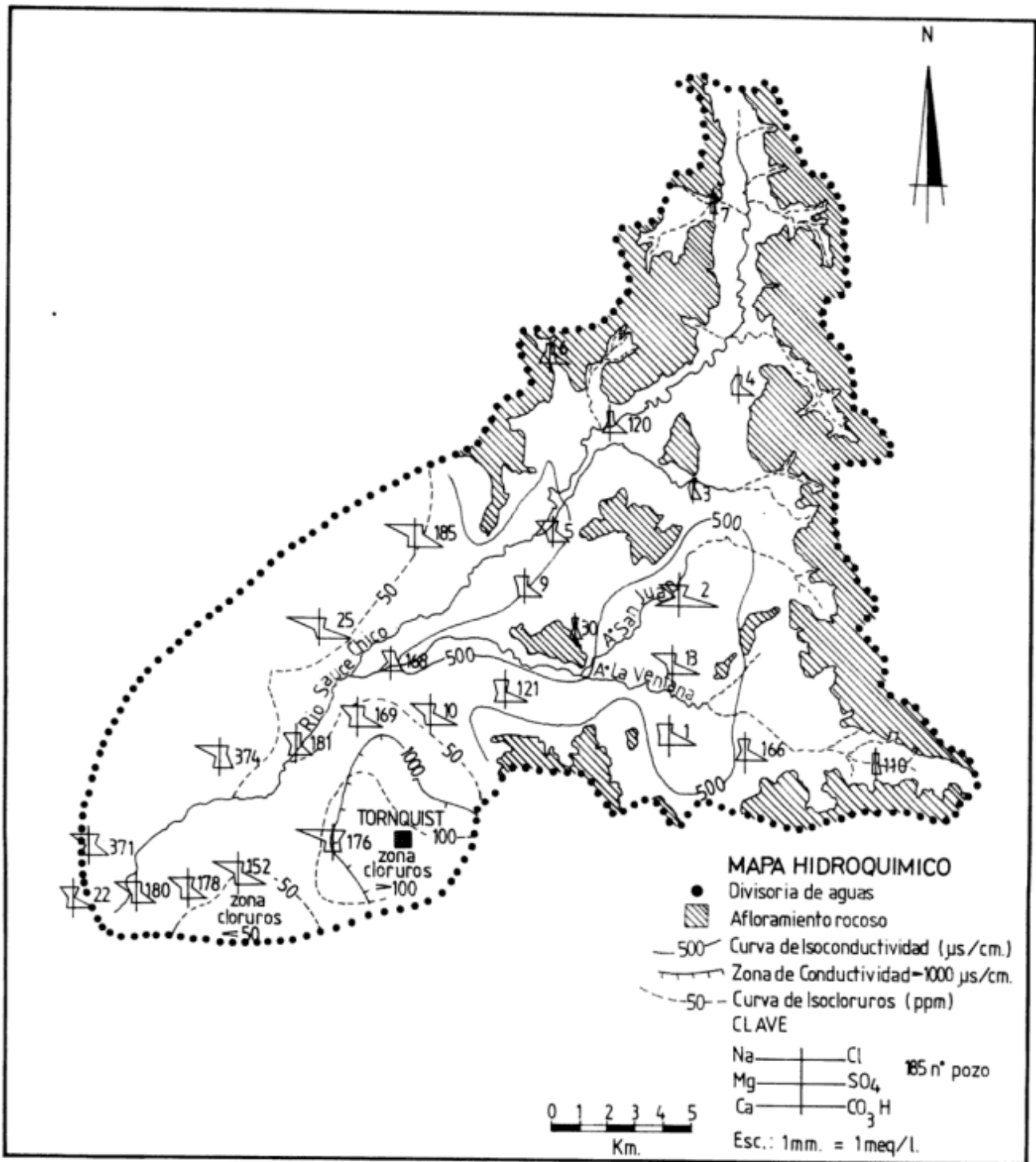


Figura 3: Mapa hidroquímico.

un 70 % y un 75% de la precipitación (Tabla 1), cifras que arrojan un escurrimiento total que en su mínimo valor estaría en el orden del 25% de la lluvia, de dónde $Q = 195 \text{ mm}$.

El escurrimiento total reúne el escurrimiento fluvial (Ef) y el escurrimiento regional o profundo (Ep). El escurrimiento fluvial rondaría el 16% de la preci-

pitación, esto es una lámina de unos 125 mm; dicho escurrimiento incluye el escurrimiento superficial junto con el caudal básico, producto de la descarga del flujo local de las aguas subterráneas, el cual representaría un 42% del caudal fluvial total, es decir unos 52.5 mm.

La consideración de las cifras mencionadas pone de

manifiesto la importancia que adquiere la infiltración eficaz en el área de la cuenca, la que en términos modulares superaría el 15% de la precipitación (117 mm); el valor obtenido es similar al estimado por Bonorino (1991) con la aplicación del balance de cloruros en las cabeceras de la vertiente occidental de las sierras.

El escurrimiento regional (Ep) rondaría el 8 % de las precipitaciones y representa el flujo que se incorpora a niveles más profundos de circulación. Es probable que una parte del mismo constituya la recarga del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca; en este sentido Bonorino (1988) demostró, mediante evidencias isotópicas, la correspondencia que existe entre las aguas de lluvia que se infiltran en el sector pedemontano occidental y las del sistema hidrotermal de referencia.

Conclusiones

Las características morfológicas y litológicas del área controlan el esquema de la dinámica del agua subterránea y determinan la ocurrencia de los sectores de recarga y descarga del acuífero. La pérdida por infiltración de los tramos superiores de los cursos en el piedemonte, la mayor dinámica de los niveles freáticos y la calidad química del agua revelan que el sector intermontano y la franja periserrana constituye el área de alimentación preferencial de la capa freática.

La posición del basamento cuarcítico controla la geometría del cuerpo subterráneo, fundamentalmente en inmediaciones de las sierras, circunstancia que representaría una limitación importante a la hora de emplazar obras de captación en proximidad de los afloramientos, debido a la escasa profundidad a la que se alcanza la roca paleozoica o sustrato impermeable.

La configuración del mapa isofreático y el conocimiento de las variaciones litológicas del material que compone el acuífero revelan condiciones de un importante caudal de flujo subterráneo, en un medio clástico de mayor permeabilidad, dentro del subambiente serrano. Por su parte, en la llanura debe rescatarse la existencia de un sistema subterráneo más transmisivo vinculado, fundamentalmente, con un mayor espesor del medio poroso.

La evapotranspiración real constituye el egreso o pérdida de agua más significativo de la cuenca y está en el orden del 70-75% de la precipitación. El resultado del balance hidrológico pone en relieve la magnitud de la infiltración eficaz que en términos modulares superaría el 15% de la lluvia, cifra que permite caracterizar la cuenca como una típica área de recarga del agua subterránea. Parte de este volumen constituye el caudal básico del río Sauce Chico y el resto se incorpora al flujo más profundo que alimentaría el complejo acuífero del sistema hidrotermal de Bahía Blanca.

Desde un punto de vista hidroquímico, el agua del acuífero, se caracteriza por una baja salinidad y de acuerdo a las determinaciones químicas efectuadas, por su calidad apta para todo uso. El único factor limitante de su aprovechamiento podría constituirlo su comportamiento y evolución química en profundidad, circunstancia que hasta el momento no se conoce.

El incremento del ión cloruro, en el sentido del flujo en el acuífero, pone de manifiesto un proceso de infiltración y recarga que se verifica en toda el área de la cuenca. Los sectores de alimentación preferencial de la capa acuífera quedan evidenciados por una típica composición bicarbonatada cálcica del agua subterránea.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al CONICET por el apoyo económico otorgado, al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por la utilización de sus dependencias y a los correctores de la revista, por las valiosas sugerencias aportadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agua y Energía Eléctrica, 1966. Resumen de la estadística hidrológica hasta 1962. Secretaría de Estado de Energía y Minería, Buenos Aires, 318 p.
- Albouy, E.R., 1994. Hidrogeología de la cuenca superior del río Sauce Chico, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca (inédito).
- Albouy, E.R. y Rossi, S.P., 1993. Aplicación del análisis de componentes principales a la hidroquímica de un sector del acuífero periserrano de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 6: 222-226. Mendoza.
- Arbanesi, G., Vercesi, V. y González Uriarte, M., 1988. Análisis geomorfológico cuantitativo de la cuenca superior del río Sauce Chico (Sierras Australes, provincia de Buenos Aires). Actas 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses, 187-199. Bahía Blanca.
- Bonorino, A.G., 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca (inédito).
- Bonorino, A. G., 1991. Evaluación de la recarga de agua subterránea en el área de la vertiente occidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 93-102.
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières BRGM, 1971. Application de l'analyse des hydrogrammes des cours d'eau a l'évaluation de l'écoulement souterrain. Rapport préliminaire par B.Rambert. Service géologique régional bassin de Paris. 34 p., Paris.
- Carrica, J., Bonorino, G., Alvarez, G y Torrente, R., 1988. Evaluación de métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración real en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Actas 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses, 589-598. Bahía Blanca.

- Carrica, J., Rossi, P., Albouy, R. y Bonorino, G., 1992. Hidroquímica del agua subterránea del sector pedemontano de la vertiente occidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Actas 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 159-164. La Plata.
- Consejo Federal de Inversiones, 1991. Prospección geoelectrica en las cuencas superiores de los arroyos Napostá Grande, Chasicó y río Sauce Chico. Convenio CFI-AGOSBA-UNS. (Inédito).
- De Francesco, F.O., 1992. Estratigrafía del cenozoico en el flanco occidental de las sierras de Curamalal, Sierras Australes bonaerenses. Actas 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 3-12. La Plata.
- Dymas, 1974. Contribución al mapa hidrogeológico de la provincia de Buenos Aires. Zonas de Bahía Blanca y Norpatagónica. DYMAS, La Plata. (Inédito).
- González Uriarte, M., 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea a la bahía Blanca. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 3: 556-576.
- Harrington, H., 1947. Hojas geológicas 33m y 34m. Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 61, 43 p. Buenos Aires.
- Hernández, M., Fili, M., Auge, M. y Ceci, J.H., 1979. Geohidrología de los acuíferos profundos de la provincia de Buenos Aires. Actas 6° Congreso Geológico Argentino: 479-500. Bahía Blanca.
- Quattrocchio, M., Deschamps, C., Zavala, C., Borromei, A., Grill, S. y Guenstein, R., 1993. Cuaternario del sur de la provincia de Buenos Aires. Estratigrafía e inferencias paleoambientales. En: Iriondo, M. (Ed.): El Holoceno en la Argentina. Vol. 2. CADINQUA.
- Rossi, S.P., 1991. Evolución hidrogeoquímica del agua subterránea de la cuenca superior del arroyo Chasicó. Segundo Informe beca interna. CIC. La Plata. (Inédito).
- Sala, J. M., 1975. Recursos hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). 6° Congreso Geológico Argentino. Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires: 169-193. Buenos Aires.
- Sala, J.M., González, N. y Kruse, E., 1983. Generalización hidrológica de la provincia de Buenos Aires. Hidrología de las grandes llanuras. Coloquio de Olavarría, Actas 2: 975-1009. Buenos Aires.
- Teruggi, M., 1957. The nature and origin of argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 (3):322-332.
- Teruggi, M., 1982. Diccionario sedimentológico. Volumen 1: rocas clásticas y piroclásticas. Ediciones Científicas Argentinas Librart. 104 p. Buenos Aires.
- Thorntwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Reprinted from the *Geographical Review*, 38(1):55-94.
- Torrente, R., Ruggiero, E. y Bonorino, G., 1989. Determinación de algunos parámetros hidráulicos en el loess de la región suroccidental bonaerense. Actas 1° Reunión de temas de geología aplicada a la ingeniería, 4: 90-99. Buenos Aires.
- Van Wambeke, A. y Scoppa, C., 1976. Las tasas climáticas de los suelos argentinos. *Revista Investigación Agropecuaria*. INTA. Serie 3, 13(1):7-39. Buenos Aires.

Recibido: 10 de julio, 1996

Aceptado: 11 de febrero, 1997

La avalancha de rocas del "Potrero de Leyes", Sierras Pampeanas australes, sierra Grande de San Luis, Argentina (32° 30' lat. S)

Emilio F. GONZALEZ DIAZ¹, L. FAUQUE¹, C. COSTA², A. GIACCARDI²,
P. A. de PALOMERA¹ y F. PEREYRA¹.

¹*Departamento de Ciencias. Geológicas, Facultad de Ciencias. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.*

²*Departamento Geología y Minería, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis.*

ABSTRACT. *Rock avalanche of "Potrero de Leyes" southern Sierras Pampeanas, Sierra Grande of San Luis, Argentina (32° 30' S lat.).* The first rock avalanche to be identified in the southern Sierras Pampeanas is described here and its origin analysed. It is located in the northern sector (Cordón El Realito) of the San Luis fault scarp, which marks the western slope of the Sierra Grande de San Luis. It is suggested that the avalanche was triggered by seismic shock, a hypothesis supported by the seismotectonic and geologic conditions of the region as well as by the records of historical seismicity and by the recognition of modern fractures, scarplets and springwater spots in the piedmont area. Several other geological factors also support this suggestion, such as joint density, main shear zone location, attitude of the internal structure of granitoids and other nearby gravitational movements. The primary landforms of the avalanche landscape strongly suggest that the event was a recent one. The estimated speed is about 190 km/hour.

Introducción

Entre los movimientos gravitacionales inducidos por sismos, las avalanchas de rocas se cuentan entre los más peligrosos y perjudiciales. Para ello, enormes volúmenes de masas rocosas, carentes inicialmente de mayor desagregación, caen o se deslizan a lo largo de las abruptas y elevadas pendientes de montañas o serranías, desagregándose al pie de ellas, para movilizarse como verdaderos "ríos de fragmentos rocosos".

La energía cinética necesaria para su traslado por largas distancias es alcanzada por medio de esa fase previa de la caída vertical, ocurrida en una zona de "arranque". Su alto poder destructivo está sustancialmente vinculado con el enorme volumen detrítico involucrado ($> 0,5 \times 10^6 \text{ m}^3$; Keefer 1984a) y su capacidad de desplazarse a velocidades del orden de los cientos de kilómetros por hora.

En nuestro país, recién en la década de 1980 se ha reconocido la importancia de los fenómenos del proceso de la remoción en masa. Existen escasos antecedentes sobre éstos aspectos de la geología catastrófica. Entre los más significativos vale señalar aquellos de Groeber (1916), Harrington (1946), Polanski (1961, 1966). Más recientemente, Fauque (1987) y Fauque y Strecker (1988), se refieren particularmente a avalanchas de

rocas en las Sierras Pampeanas septentrionales; Pereyra y González Díaz (1993), relacionan el diamictón de Punta de Vacas, Mendoza ("Morena de los Horcones"), con un deslizamiento que por su magnitud es comparado con una avalancha de rocas. González Díaz y Mon (1996), interpretan que el origen de las lagunas de Yala (Jujuy) está vinculado al relieve resultante de acumulaciones de una avalancha de rocas, descartando así un previo e informal consenso -no probado- de su génesis glaciaria.

En esta presentación se analizan y describen las características morfológicas, la morfometría, la dinámica del movimiento y el promotor de una avalancha de rocas ocurrida sobre la dilatada y escabrosa escarpa de falla que compone la pendiente occidental de la sierra Grande de San Luis, a la latitud de su tramo medio. Es el primer rasgo morfológico de ésta índole que ha sido concretamente identificado en las Sierras Pampeanas australes. Los antecedentes previos (Pastore y González 1954; González 1957) no mencionan su presencia, a pesar de su volumen y la forma anómala en que interrumpe la continuidad de la citada escarpa de falla a la latitud del Potrero de Leyes.

Se estima que los resultados expuestos serán de sumo interés para un mejor entendimiento de la distri-

bución e importancia alcanzada por la neotectónica en la región. También facilitarán una adecuada interpretación de la dinámica del movimiento y de sus causales, las que se consideran asociadas a la sismicidad del área y contribuirán al conocimiento sísmotectónico regional. Pese a la escasa densidad demográfica de su zona de influencia, se define esta parte del territorio puntano como proclive a "riesgos naturales", vinculados a la remoción en masa. El reciente hallazgo algo al norte de la avalancha del Potrero de Leyes de otra avalancha de rocas más antigua -dado su mayor grado de degradación- ratificaría la recurrencia local del fenómeno a través de los tiempos geológicos recientes.

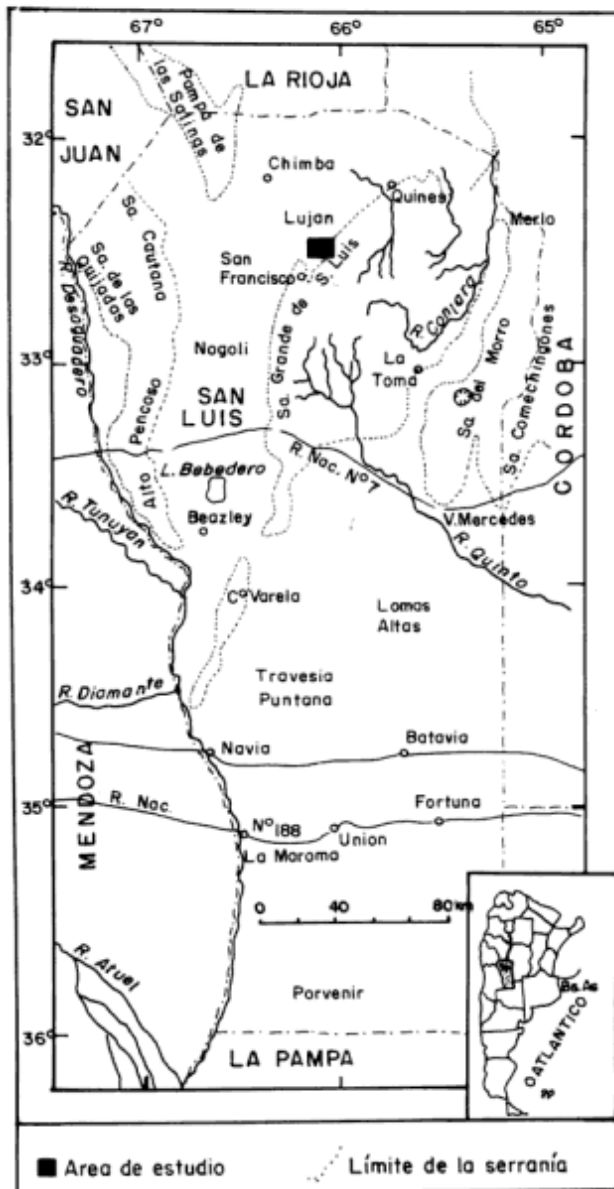


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

Ubicación del área de estudio

En la Fig. 1 se expone su situación aproximada. Se ubica a unos 15 kilómetros al noreste de la localidad de San Francisco, en el norte de la provincia de San Luis. La población de Leandro N. Alem (ex Los Corrales), se halla unos 5 kilómetros inmediatamente al oeste. Al sur y más cercano a la avalancha, se halla el pequeño poblado de La Majada. El paraje donde ocurrió el movimiento es conocido como "Potrero de Leyes". El acceso se realiza por caminos locales mejorados, lo que facilita la aproximación a la parte distal de la avalancha. Las únicas sendas que pudieron ser aprovechadas fueron aquellas que llevan al Agua del Bañado y a las Cuevas Chicas; ésta última permitió el acceso a la parte superior de la escarpa de arranque del movimiento.

Regionalmente se ubica en los 32° 30' de lat. S y los 66° 00' de long. O, prácticamente sobre los límites norte y sur -respectivamente- de las Hojas Geológicas (1:200.000) 23g (San Francisco) y 22g (Quines) de la ex Dirección Nacional de Minería.

Metodología

Se analizaron fotogramas a escala aproximada 1:22.000 del área y mediante su fotointerpretación (complementada por el examen de imágenes satelitales), se confeccionó un mapa geomórfico básico; ésta tarea fue objeto de un control de campo en dos campañas. Para determinar en detalle aquellas diferencias altimétricas locales consideradas de interés, se utilizó un altímetro en lapsos no mayores a una hora, para evitar errores derivados de los cambios de presión. Los mapas topográficos a escala 1:20.000 editados por el Catastro Provincial de San Luis fueron útiles para definir ciertos parámetros morfométricos de la avalancha de rocas y las citadas Hojas Geológicas, para el entendimiento de las fundamentales características geológicas regionales.

Las tareas de campo, que comprendieron dos campañas (abril-mayo y noviembre de 1995), permitieron el análisis estructural local y regional de la zona. El muestreo y los exámenes macro y microscópicos de las litologías representativas de las formaciones involucradas en el movimiento gravitacional, complementaron el conocimiento del condicionamiento estructural preexistente. Para el cálculo de los volúmenes, las superficies y el perímetro de la "zona de arranque" y de "acumulación", luego de la digitalización de las cartas topográficas y trazado de poligonales, se utilizó el sistema SIG ILWS 1.4.

Marco geológico-geomorfológico

Las principales entidades geológicas y morfológicas

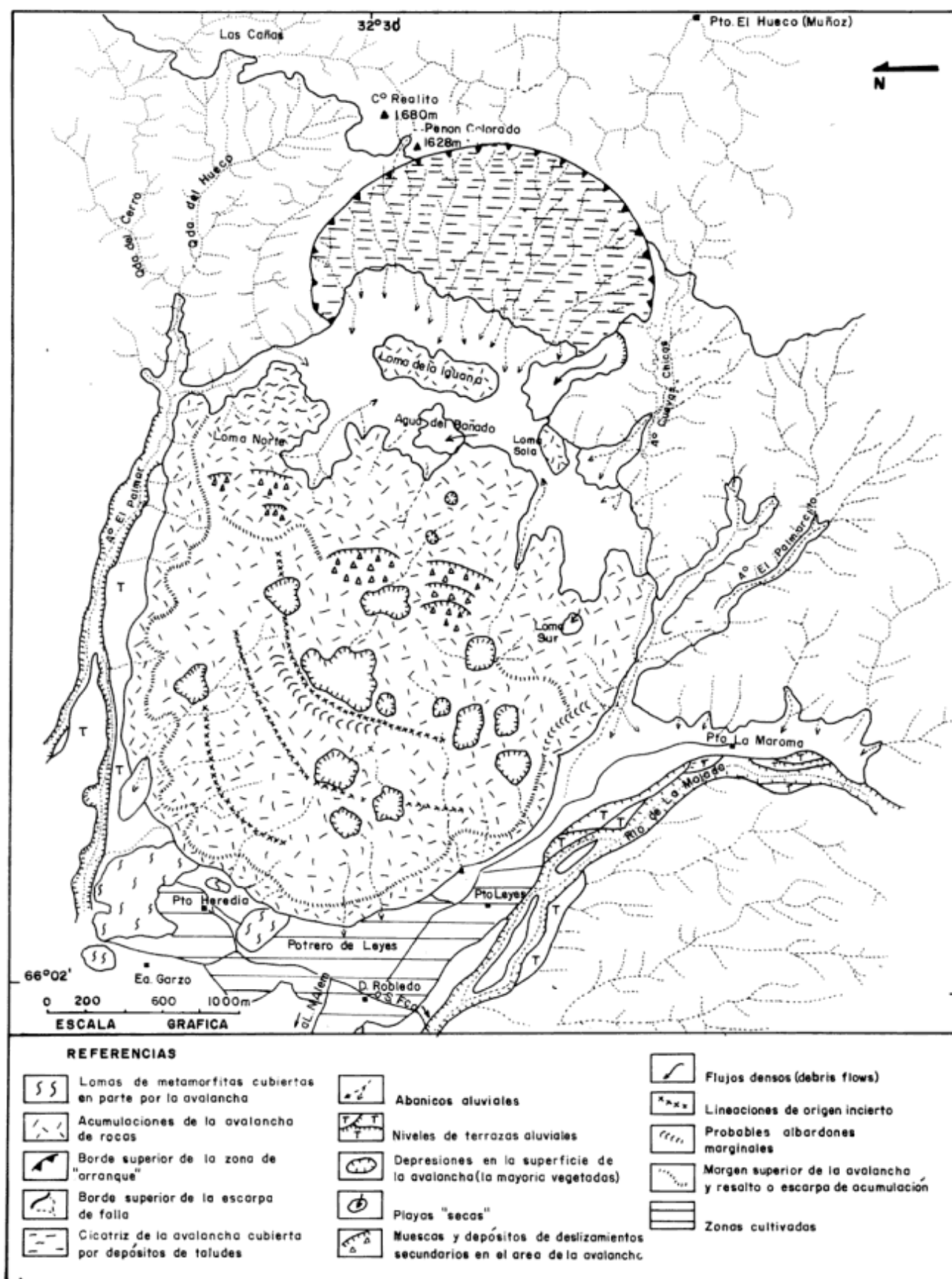


Figura 2: Mapa geomorfológico de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes.

se hallan gráficamente expresadas en la Fig. 2. El examen abarcó una porción del tramo austral del cordón El Realito, que hacia el norte se prolonga hasta las cercanías de la ciudad de Luján.

1) Marco geológico

La entidad más antigua la componen metamorfitas, rocas-huéspedes de los posteriores intrusivos granitoides. Según Pastore y González (1954) y González (1957), integran un "Basamento Cristalino" al que le asignaron una incierta edad que oscilaba entre el "Proterozoico inferior y el medio". Sus rocas más representativas, de acuerdo a estos autores son micacitas, esquistos finos sericíticos, filitas y micacitas cuarzosas, con orientaciones en sus rumbos que tienen variaciones locales entre N-S y los 20°-30° al NO, e inclinación dominante al E. Las asomos de estas metamorfitas (unas aisladas y bajas lomadas cuya altura no supera los 30 metros), aparecen cubiertas en parte por las acumulaciones de la avalancha en su porción distal. Se sitúan al norte y al sur del puesto Heredia y las integran, respectivamente, esquistos cuarzo- micáceos (N-S, 55° E) y una asociación de estas metamorfitas y esquistos biotíticos con diversos grados de inyección cuarzo-feldespática (N 55° O, 70° O).

Otros asomos menores aparecen cercanos al camino entre la casa de Dámaso Robledo y el acceso a la antigua ruta nacional n° 146; sus afloramientos individualizados al sur del río de La Majada son de gran continuidad y extensión, con marcada lineación hacia el norte y nornoreste y una disposición estructural que se hace más notoria por el carácter concordante de cuerpos filonianos, graníticos y pegmatíticos, cuya mayor resistencia a la erosión los hace sobresalir como *devil's walls* en el paisaje. Inmediatamente al sur del puesto La Maroma, se encuentran esquistos cuarzo-micáceos, profusamente invadidos por masas pegmatíticas (con núcleos de muscovita). La inyección es del tipo *lit-par-lit*. Hay dos sistemas de diaclasas principales: N 45° O, 70° SO y N-S, 7° O.

Los granitoides fueron inicialmente clasificados como "granitos" con su correspondiente séquito de rocas filonianas. Si bien se carece de suficientes dataciones radimétricas de las rocas graníticas de San Luis, Killmurray y Dalla Salda (1977) y Criado Roque *et al.* (1981), concuerdan en vincularlas a ciclos magmáticos paleozoicos. Recientemente, Brogioni *et al.* (1994), asignan a las dominantes tonalitas y a las granodioritas asociadas que componen el cordón de El Realito, una edad carbónica.

Los reconocimientos de campo y los posteriores exámenes microscópicos de seleccionadas muestras colectadas, han establecido que localmente hay un predominio de granodioritas biotíticas.

Existe un consenso general sobre la estructura regional de la sierra, la que habría adquirido las condiciones de una estructura de bloques rígidos a fines del Paleozoico, la que se vio elevada y desmembrada al final del Terciario, mediante un fallamiento inverso, de rumbo predominante norte-sur.

El principal ascenso de la sierra Grande de San Luis, que se expresa morfológicamente por medio de la escarpa estructural occidental, habría tenido lugar durante la denominada "Fase III", referida al límite Plio-Pleistoceno (Costa 1992). Otros bloques han sido basculados hacia el E, lo que determina en ellos una marcada asimetría morfológica transversal. Este aspecto se hace más notorio por la disposición inclinada que suele observarse en algunos remanentes de la superficie de erosión regional (peneplanicie) preterciaria.

Se han diferenciado dos facies en el complejo granítico según su grado de deformación soportado, la que fuera inducida por el tectonismo ándico cenozoico. Así se han diferenciado provisoriamente una facies "foliada" de apariencia milonítica, de otra considerada "normal". La primera predomina regularmente en los niveles inferior y medio de las estribaciones de la escarpa de falla; exhibe una marcada foliación y evidencias ópticas de haber sido sometida a fuerte deformación. En ocasiones su aspecto macroscópico suele remedar las características texturales de una migmatita. Tales particularidades ya fueron comprobadas por Pastore y González (1954) y por González (1957). Sobre el faldeo norte de la quebrada de El Palmar se identificaron granitoides con texturas cataclásticas típicas del dominio de la deformación frágil o semifrágil. Allí suelen hallarse en el granitoide "foliado" delgados niveles compuestos por "harina de falla", mientras que en otros sólo se advierte una fuerte pérdida de consistencia, que hace que la roca se desague ante la presión de los dedos.

Para Brogioni *et al.* (1994), el grado alcanzado por el granitoide durante su recristalización metamórfica corresponde a la facies de esquistos verdes, "con posterior deformación al estado sólido" por el desarrollo de una zona de cizalla. Un rasgo estructural sobresaliente para ambas facies es el fuerte fracturamiento y la alta densidad de diaclasas.

La facies granodiorítica "normal" se localiza principalmente en los tramos superiores de la escarpa estructural occidental de la sierra de San Luis. Aparentemente, los esfuerzos deformativos alcanzaron allí menor significación. Un buen lugar para observar las diferencias puntualizadas aparece en la quebrada de El Palmar, unos 2500 metros aguas arriba de la antigua represa (hoy destruida) que retenía las aguas para el regadío de los campos de la ex estancia Garzo. Hacia la afluencia de los arroyos El Hueco y del Cerro -un lugar a partir del cual tiene su origen el arroyo El Palmar- la facies "foliada" es reemplazada hacia los

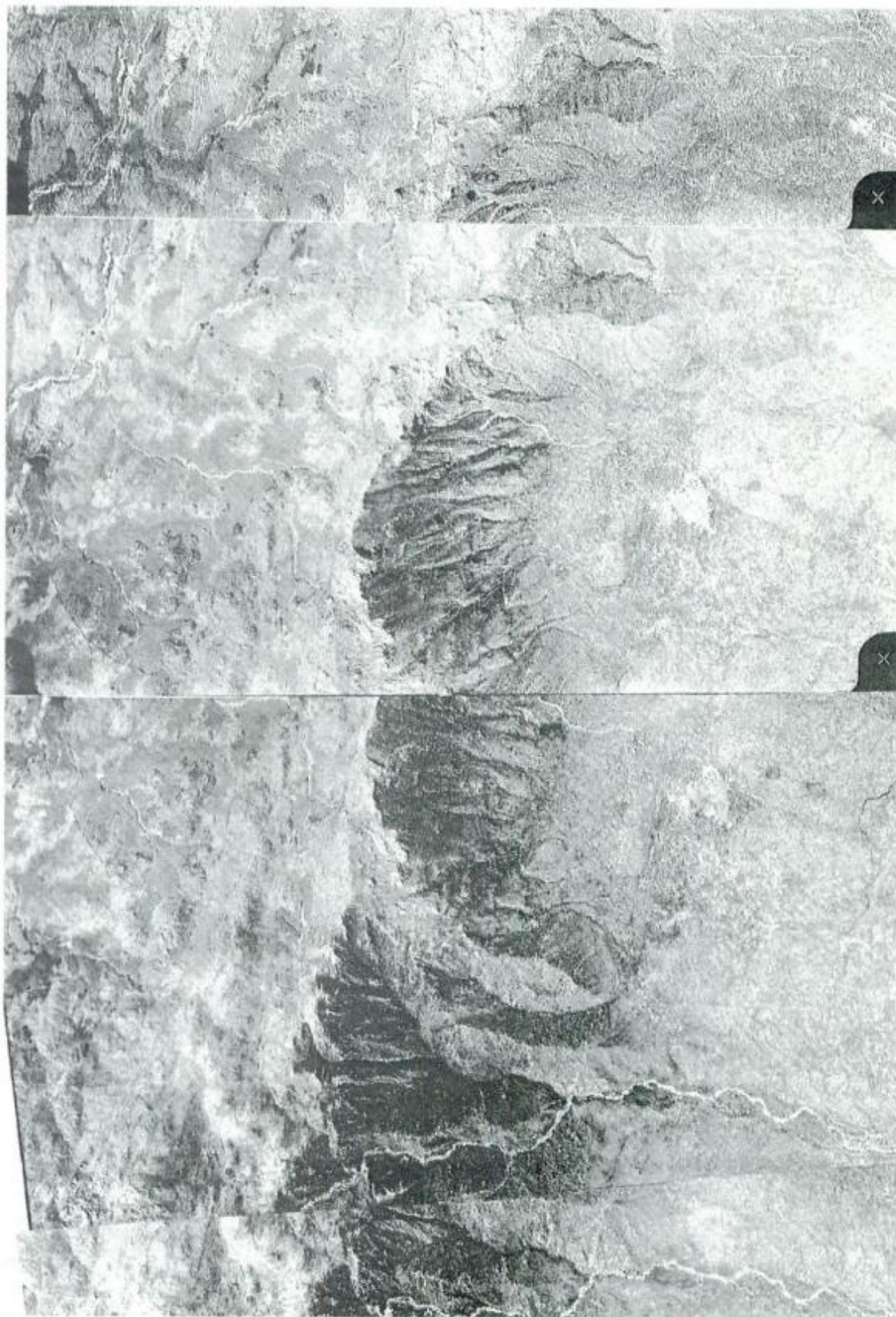


Figura 3: Armado estereoscópico de la zona de "arranque" de la avalancha.

niveles superiores por un granitoide macizo, de textura granosa. El valor asignado al ángulo de la falla inversa que desplazó el bloque serrano sobre el adyacente piedemonte, es generalmente estimado entre 35° E y hasta 50°. Los diques de pegmatitas y aplitas que alojan los granitoides son similares a los que intruyen las metamorfitas.

Las acumulaciones cuaternarias, de carácter clástico, corresponden a abanicos aluviales, en los que se diferencian dos generaciones temporales, una "antigua" y otra "moderna"; grandes bloques, rodados y arenas gruesas caracterizan su granulometría, derivada en gran parte de flujos densos (*debris-flows*), cuya procedencia corresponde a las cuencas del río de La Majada, de los Baños y del arroyo El Palmar, las que contribuyeron a la agradación que dio lugar a la amplia planicie aluvial pedemontana (bajada) occidental. Otra entidad, que cubre parcialmente a los abanicos "antiguos", está compuesta por sedimentos limo-arcillosos -parecidos a un loess- entre los que se intercalan arenas. Se supone que su origen es eólico-fluvial. Buenos perfiles se hallan en las escarpas de erosión del cercano río San Francisco.

2) Contexto tectónico

La escarpa occidental de la sierra de San Luis (falla de San Luis), donde se localiza la avalancha de rocas estudiada, constituye el frente de levantamiento andino de la sierra. Pese a que este frente ha sido tradicionalmente asociado con fallas inversas de alto ángulo (Pastore y González 1954; Flores 1969; Flores y Criado Roque 1972), las observaciones de campo más detalladas muestran que la inclinación en superficie de las principales zonas de cizalla andinas fluctúan entre 20° E y 50° E (Costa 1992, 1994). En la zona de trabajo se han mensurado planos de fallamiento con actitud 35° E.

A lo largo de la falla San Luis, se han reconocido secciones con actividad cuaternaria (Costa 1992), testificadas por cabalgamientos del "Basamento Cristalino" sobre depósitos aluviales y coluviales cuaternarios. Algo al norte de la zona de la avalancha del Potrero de Leyes, en las cercanías del puesto Piedras Blancas, puede reconocerse una moderna escarpa de falla que afecta a material aluvial reciente (Caviedes Vidal 1990), cuya geometría de movimiento es desconocida. La avalancha de rocas aquí descrita está ubicada en un escalón que se observa en la geometría del frente montañoso, determinado por un *step-over* en la traza del mismo. Se desconoce la influencia de este rasgo en la ubicación del fenómeno. Tanto al norte como al sur de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes, el piedemonte muestra alteraciones propias de recientes movimientos, bajo la forma de resaltos en los perfiles longitudinales de sus abanicos

aluviales, aquí diferenciados como "antiguos". Hay lineamientos estructurales, los que si bien no han sido definidos en el campo, son discernibles en la fotointerpretación. En ocasiones, la presencia de un alineamiento de la vegetación y su mayor densidad o la asociación de estos lineamientos con vertientes, permiten su propuesta. Algunas vertientes son de reciente data, como la de La Huertita, relacionada con el terremoto de Caucete (San Juan) de fines de noviembre de 1977. Se interpreta que estos rasgos están vinculados con la reactivación de antiguas líneas de debilidad estructural del "Basamento", hoy cubierto por las acumulaciones pedemontanas. Si bien se acepta que estos aspectos estructurales son muy modernos en tiempos geológicos, la actual falta de argumentos para una asignación temporal concreta a la avalancha de rocas del Potrero de Leyes, hace que impere la incertidumbre al respecto. Sus rasgos morfológicos primarios y su excelente estado de conservación, abogan por lo reciente del movimiento.

3) Bosquejo geomorfológico

Lo componen las siguientes unidades geomórficas:

a) *Escarpa estructural*. Constituye el abrupto resalto que margina la Sierra Grande de San Luis por el oeste; está muy modificada por la erosión, (estado maduro según el esquema davisiano). Tiene en la zona una altura promedio entre 600 y 580 metros. Extensos espolones, con agudas terminaciones inferiores y en forma de "filos", descienden desde el irregular borde superior serrano. La amplia bahía de la muesca de la avalancha de rocas interrumpe bruscamente la regularidad norte-sur de la escarpa.

b) *Avalancha de rocas*. Será analizada en detalle en párrafos posteriores.

c) *Abanicos aluviales (bajada)*. Constituyen el ambiente pedemontano al oeste de la avalancha de rocas. En ellos y sobretodo en sus zonas apicales predominan (85-90%) grandes bloques y rodados de granitoides, sobre los de metamorfitas (10-15%). En su construcción, los flujos densos (*debris flows*) han tenido importante participación.

d) *Terrazas fluviales*. Los valles del arroyo El Palmar y del río de la Majada, exponen evidencias del rejuvenecimiento del paisaje (influencia de la neotectónica?), que son expresadas por diversos niveles de estas geformas.

e) *Planicie loessoide*. Compone un manto de irregular espesor, generalmente delgado, de material limo-arcilloso, el que si bien cubre parcialmente la superficie de los abanicos aluviales, no llega a ocultar su morfología.

f) *Acumulaciones arenosas*. Carecen de morfología



Figura 4: Armado estereoscópico de la zona de acumulación de la avalancha.

definida; sus mayores espesores se observan en las cercanías de las planicies aluviales, en especial sobre las márgenes de barlovento, donde llegan a sepultar las escarpas de erosión de las terrazas fluviales.

g) *Antigua superficie de erosión regional ("Peneplanicie de San Luis")*. Es reconocible en la parte superior de la sierra. Se individualizan allí tramos de ella gracias a la comprobada concordancia de sus cumbres, a pesar de que la posterior degradación y el tectonismo han destruido su previa homogeneidad altimétrica y física. Sus remanentes tienen localmente una marcada coincidencia con la curva de nivel de los 1600 m s.n.m. Su diseño de drenaje varía entre rectangular-angular y rectangular, siempre condicionado estructuralmente (diaclasas, fracturas).

La avalancha de rocas del Potrero de Leyes

Sus acumulaciones componen un diamicton que cubre un área aproximada de 7,97 km²; una longitud este-oeste estimada para sus principales acumulaciones de 3,1 km y un ancho máximo de de 2,6 km. Es fácilmente reconocible en los fotogramas e imágenes satelitales por su configuración lobulada y el engolfamiento producido por su escarpa de "arranque", la que interrumpe localmente la rectilínea regularidad de la escarpa de falla occidental de la sierra Grande de San Luis. No se observa en esta avalancha una zona media, de tránsito encauzado.

La descripción tratará primero a su sector de "arranque" del movimiento y posteriormente al de su acumulación en el piedemonte. Ambos se hallan separados por una depresión intermedia elongada, dispuesta transversalmente.

a) *"Sector de arranque"*. Sus principales rasgos se exponen estereoscópicamente en la Fig. 3. Su muesca o cicatriz se extiende prácticamente desde la quebrada del arroyo El Palmar (norte), hasta la del arroyo El Palmarcito (sur), un afluente del río de la Majada. Es excelente el grado de conservación de su morfología primaria. La cicatriz tiene una configuración cóncava hacia el oeste, en forma de un único y extenso

anfiteatro, limitado por dos largos espolones serranos marginales.

Su parte superior, compuesta por afloramientos rocosos de los granitoides, muy fracturados y con buenas superficies de planos estructurales (diaclasas), remata aproximadamente en la curva de nivel de los 1580 m s.n.m., en tanto que su pie, se halla situado en la de los 1000 m s.n.m. La altura de la escarpa de erosión producida por el deslizamiento alcanza en su parte media unos 580 metros de desnivel. La corona, irregularmente cóncava, tiene un perímetro calculado en unos 3000 metros. Por encima de ella aparece el paisaje disectado de la "Peneplanicie de San Luis".

Los perfiles longitudinales de los citados espolones serranos marginales son considerados como los exponentes de la pendiente original de la escarpa de falla en el punto donde ocurrió el desprendimiento de la masa rocosa. A diferencia de la regularidad que muestra la pendiente actual en la zona de la cicatriz, presentan dos marcados resaltos entre las curvas de nivel de los 1200-1100 m s.n.m. y también a la altura de la de 1400 m s.n.m. Tales irregularidades son adjudicadas a una erosión diferencial en ciertos sectores de la escarpa de falla que se supone coincidentes con líneas de debilidad estructural (fallas), originadas durante el movimiento del límite Terciario-Cuaternario. El valor promedio estimado para la pendiente del espolón norte es de 33°, en tanto que la del austral es de 36°. La inclinación media de la escarpa en la zona de "arranque" alcanza unos 52° y muestra variaciones en su valor a lo largo de su pendiente: por encima de los 1400 m s.n.m. tiene casi 60°; en su extensa porción media es de 45° y en la parte baja, ya cubierta por abanicos aluviales, alcanza los 20°-25°. El diseño de la red de drenaje que la recorre es paralelo, una consecuencia de la influencia de la fuerte pendiente allí existente. En los mencionados espolones es dendrítico, con cierto control estructural. El análisis de los sistemas de diaclasas de los granitoides allí aflorantes, permitió establecer la importancia de los mismos en el desarrollo del fenómeno, particularmente por el carácter de *dipping out* evidenciado por algunos (véase Fig. 7).

La parte media de la escarpa, aparece enmascarada por acumulaciones de taludes entre las que suelen sobresalir asomos rocosos dispersos. En cambio, la porción inferior desaparece bajo espesos depósitos de pequeños abanicos aluviales, de fuertes pendientes, en cuya génesis es clara la participación de *debris flows*, con sobresalientes albardones laterales. En el tramo central y más bajo de la escarpa, las acumulaciones de esos abanicos aluviales locales progradan hacia el oeste, sepultando parcialmente al aislado depósito de la avalancha que integra la loma de la Iguana. En el ámbito del espolón austral se hallan los abanicos aluviales más extensos en consonancia con la magnitud de sus respectivas cuencas de drenaje.

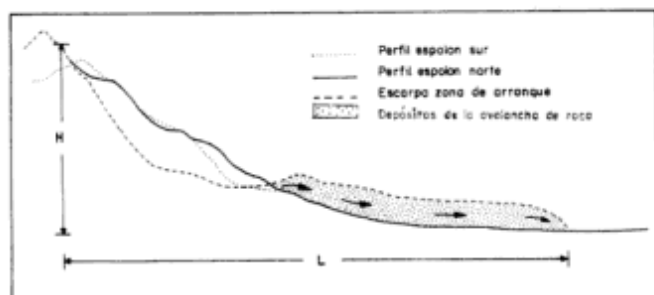


Figura 5: Perfil esquemático longitudinal de una avalancha y componentes H y L en la mecánica del movimiento.

b) *Zona intermedia.* Una alargada y amplia depresión, orientada norte-sur, separa el sector de "arranque" de aquel de la acumulación de la avalancha. Allí se halla el paraje conocido como Agua del Bañado, donde se localiza una pequeña playa "seca", la que en ocasión de las estacionales lluvias suele albergar una pequeña laguna efímera. El ámbito de la playa muestra un piso duro, compuesto por sedimentos finos limo-arcillosos (loess?), el que muestra cierta plasticidad al ser humedecido. Exhibe superficialmente un limitado sistema de pequeñas grietas resultantes de la desecación. Una vegetación arbórea (quebracho, algarrobo), muy raleada por la acción antrópica (deforestación para combustible), se halla concentrada en ese lugar.

c) *Sector de la acumulación de la avalancha:* (ver su estereoscopia en Fig. 4). En planta configura un lóbulo regular con forma de lengua. Es algo más extenso (3100 m) en el sentido del movimiento que en su ancho (2600 m). Su espesor aflorante ha sido promediado en unos 75 metros, un dato que resulta de numerosas mediciones de su altura en sus márgenes. A diferencia de otras avalanchas de rocas no sólo carece de un tramo de trayecto encauzado, sino también de los comunes albardones laterales.

Sus materiales aparecen dispuestos en dos áreas. La menor, está ubicada al pie de la escarpa de "arranque" y compone la loma de la Iguana, una aislada y baja elevación, elongada norte-sur, de unos 700 m de largo, 200 m de ancho y unos 60 metros de altura máxima, situada aproximadamente en la curva de nivel de los 900 m s.n.m. Su borde este prácticamente ha desaparecido bajo las acumulaciones distales de los abanicos aluviales locales del pie de la escarpa. Sobrepassando los extremos de la loma, éstos últimos

"derraman" sus materiales sobre la zona de la depresión intermedia, agradándola.

El área mayor y más elevada (alturas máximas en cota de 980 m s.n.m.), muestra su margen posterior u oriental precisamente limitada en el mapa topográfico a escala 1: 20.000, por la curva de nivel de los 920 m s.n.m. Su relieve exhibe la típica irregularidad superficial (*hummocky topography*) de las avalanchas de rocas. Numerosas son las depresiones individualizadas en este ambiente.

Se reconoce superficialmente la característica estructura de megabloques, entre los que se han observado medidas de 7 x 4 x 6 y volúmenes entre 150-200 m³. Los bloques son de formas irregulares, con caras o planos que responden a un control estructural previo (fracturas); sus bordes son agudos, aunque por efecto de la meteorización suele observarse una atenuación en sus aristas; también se hacen presentes cavidades u hoyos (bateas). La totalidad de los bloques corresponde a granitoides. No se pudo comprobar una gradación inversa en la acumulación, tan característica para este tipo de depósitos

La margen oriental o "contrafuerte" de esta parte de la avalancha exhibe pendientes abruptas (unos 40°), con un perfil convexo que alcanza casi la verticalidad en ocasiones. En los bordes norte y sur se tienen inclinaciones entre 50° y 45°.

En este área de la avalancha se pueden diferenciar dos sectores: uno oriental y el occidental. Un límite aproximado entre ambos está señalado por una brusca modificación de la altura absoluta de sus acumulaciones, lo que ocurre a partir de la curva de nivel de los 900 m s.n.m.; este hecho corresponde morfológicamente con una áspera e irregular escarpa de acumulación. Las lomas Norte y Sur (máxima cota de 980 m s.n.m.), se hallan al E de ella, la que ha visto degradada su morfología primaria a consecuencia de pequeños deslizamientos ocurridos en su frente. En esta área oriental son muy pocas las depresiones; se destaca una pequeña playa "seca", que se sitúa inmediatamente al sur de la Loma Sur. Al este de la loma Norte se individualizó una particular estructura de "corrugamiento", cuyo origen no ha sido interpretado.

El área occidental -que comprende esencialmente la zona distal de la avalancha- duplica la superficie de la anterior; se extiende entre las curvas de nivel de los 880 m s.n.m. y 800 m s.n.m. En ella la *hummocky topography* alcanza su más característica expresión morfológica, con una marcada concentración de las depresiones; si bien algunas muestran drenaje integrado, predomina el tipo centrípeto, siendo corriente hallar en ellas una densa cubierta vegetal.

El análisis de los fotogramas ha permitido interpretar en dos parajes aislados, unos probables *levées* o albardones laterales (Fig. 2). Uno de ellos se hallaría sobre el lateral sur de la avalancha, a la altura

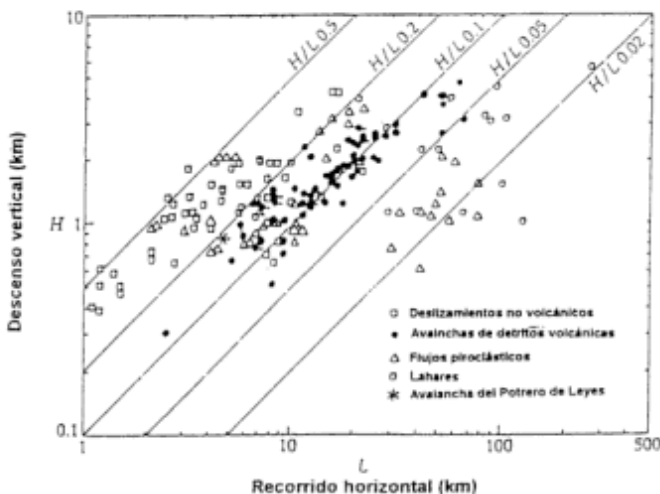


Figura 6: Relación H/L ("coeficiente de fricción aparente") entre distintos flujos (Francis 1993). Se señala la posición de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes.

del puesto abandonado de La Maroma. El otro, de mayor longitud y mejor definición, se encuentra al lado de la mayor depresión observada. Forma allí un terraplén o albardón transversal suavemente curvado, con leve concavidad hacia el este y cierta asimetría transversal. En sus cercanías se distinguen tres lineaciones, dispuestas concéntricamente, de origen desconocido, siendo la mejor definida y de mayor extensión la marginada por el borde interno del citado terraplén. Las otras dos son más externas, muy reducidas y de pobre definición. La influencia de estas lineaciones, aparece reflejada en la adaptación de algunos tramos fluviales a su disposición espacial.

La presencia en el depósito de estos rasgos elongados dispuestos transversalmente a la dirección del movimiento, sugiere que con posterioridad a la detención del tramo distal del movimiento, pudieron ocurrir "cabalgamientos" en la masa.

La altura en los bordes de la avalancha es variada, oscilando entre un valor máximo estimado en 90 metros (en el primer tramo de la huella a Cuevas Chicas), hasta 65 metros frente al puesto Heredia. En su zona basal se encuentran reducidos abanicos aluviales correspondientes a pequeñas cuencas de drenaje del área occidental.

Al pie de la avalancha, en las cercanías del puesto Heredia, hay unas bajas lomititas -compuestas por metamorfitas- que han sido parcialmente cubiertas por los depósitos de la avalancha y cuya altura ha sido estimada entre 25 y 30 metros. Este hecho es interpretado como un fenómeno de *run-up* o "trepada" de la avalancha de rocas sobre un obstáculo del relieve preexistente.

Mecánica y movilidad de la avalancha de rocas

La mecánica de movimiento propuesta para

avalanchas de roca como la del Potrero de Leyes, incluye dos componentes: una con predominio de movimientos verticales, que implica una caída o desprendimiento de un gran volumen de roca que arranca del frente montañoso; la otra componente con predominio de movimientos horizontales, corresponde al posterior flujo de la masa movilizada sobre el piedemonte (Fig. 5).

Estos desplazamientos verticales (H) y horizontales (L), se relacionan a través del "coeficiente de fricción aparente" (H/L), definido por Ui (1983). En la Fig. 6, tomada de Francis (1993), se puede observar la relación entre estos parámetros para un gran número de movimientos correspondientes a distintos tipos de flujos. Incluye la situación de la avalancha del Potrero de Leyes.

Para pequeños deslizamientos el coeficiente de fricción aparente es de 0,6. Esto implica que la masa movilizada puede viajar 166 m horizontalmente, por cada 100 m que desciende verticalmente.

Las grandes avalanchas tienen mayor movilidad y esto queda bien ejemplificado en el movimiento del Potrero de Leyes, cuyo coeficiente equivalente de fricción es de 0,18, resultado de una altura de caída de 850 m y de una distancia de recorrido (*traveled distance*) de 4600 m.

Esto significa que la masa ha recorrido aproximadamente 555 m por cada 100 m de descenso vertical. Esta gran movilidad de las avalanchas, aparentemente anómala, requiere algún tipo de fluidización que disminuya la fricción y favorezca el movimiento.

La fluidización de la masa movilizada ha suscitado muchas reflexiones y discusiones. Algunos de los primeros que trabajaron sobre el tema, tales como Shreve (1968) y Kent (1969) propusieron una "fluidización atmosférica", por el aire atrapado durante la primera etapa de caída, el que actuaría como un "colchón de aire" o fluido interpuesto en la



Figura 7: Vista del área de la escarpa de "arranque" desde el espolón sur. Se pueden observar sistemas de diaclasas y fracturas con carácter de *dipping-out*.

masa (*cushion fluid*). Se reduciría así el coeficiente de fricción, permitiendo a la masa rocosa recorrer largas distancias. Ambas teorías han sido minimizadas por la presencia de avalanchas de roca en la Luna y en Marte, la primera sin atmósfera y la segunda con una atmósfera delgada y parcial.

Eliminado el argumento de la fluidización atmosférica, se recurre a la alta energía de las avalanchas de roca. Heim (1932) proponía que la energía cinética de la caída de la masa rocosa, se conserva en "colisiones de alta energía" entre los fragmentos pulverizados por el desprendimiento inicial. La energía transformaría a la masa en una corriente de bloques que colisionando entre sí, se desplazarían a gran velocidad "flotando" en un mar de fragmentos de roca y polvo de roca secos, dotados de una alta energía cinética.

En estudios sobre flujos de arena, Bagnold (1954), también menciona continuas colisiones entre los granos, que crean una fuerza dispersiva, produciendo una "fluidización dinámica". No hay cohesión ni fricción entre los granos, los que sólo momentáneamente están en contacto físico.

Francis (1993), paraleliza las avalanchas con estos flujos, señalando que durante el movimiento, los bloques individuales mantienen su relación espacial entre sí, conservando su energía cinética durante el movimiento, pero tienen sólo un contacto intermitente durante sus colisiones con sus vecinos, existiendo así escasa cohesión o fricción durante el desplazamiento.

Considerando las avalanchas de la Luna y Marte, Melosh (1983), propone la "fluidización acústica", provocada por vibraciones de alta frecuencia capaces de aliviar la presión de sobrecarga estática, permitiendo que ocurra el deslizamiento (*sliding*) en las regiones que han sido aliviadas (*relieved*). Davies (1982), aboga por la "fluidización mecánica" basada en el concepto de que una alta energía impuesta a una masa granular, causa altas presiones de contacto impulsivo entre los granos individuales, de modo que se separan estáticamente y la masa se expande. La resistencia interna al esfuerzo de corte es de esta forma reducida y la masa fluye bajo la acción de la gravedad al dilatarse.

Campbell (1989), merced a consideraciones teóricas, argumenta que casi toda la actividad colisional tiene lugar en una delgada capa basal de partículas altamente excitadas (*shake up*) y de baja concentración, a las cuales él comparó con un gas caliente altamente comprimido, mientras que el cuerpo principal de la avalancha va "montado" o "flotando" de una manera moderadamente pasiva.

Francis (1993), resume que las avalanchas de rocas se movilizan como *plug flows*, patinando o deslizándose sobre bases altamente cizalladas. Su extraordinaria movilidad, es explicada por una forma de fluidización dentro de la capa basal, descrita como fluidización acústica, dinámica o mecánica, que resulta del infinito.

número de colisiones que tienen lugar entre los clastos en la capa basal.

En la avalancha del Potrero de Leyes, la cubierta vegetal y la escasa erosión, no permitió observar las características de la base del depósito. Sin embargo, la gran energía desplegada durante el movimiento, queda reflejada en su bien definido y escarpado margen y en los gigantescos bloques que hoy descansan sobre la superficie del depósito.

Un indicador para la movilidad de las avalanchas fue introducido por Hsü (1975) y denominado "distancia recorrida en exceso" (*excessive travel distance*). Este parámetro (Le) expresa la distancia horizontal recorrida en exceso por la avalancha, superior a la que debería esperarse si el movimiento hubiera correspondido al del deslizamiento no lubricado de una masa rígida, que se movilizara por un plano inclinado con un coeficiente de fricción normal de tan. 32.

$$Le = L - H/0,62$$

La distancia en exceso de recorrido para la avalancha del Potrero de Leyes es de 3,2 km. Esta movilidad mayor que la que hubiera correspondido al deslizamiento no lubricado de un único bloque, es otro de los argumentos que justifica considerar a éstos movimientos como flujos fluidizados y no como deslizamientos.

Parámetros morfométricos

Las avalanchas de roca tienen un gran poder destructivo que deriva del gran volumen de material movilizado, la extensa superficie que cubren los depósitos y su gran velocidad de movimiento. Distintos parámetros morfométricos, entre ellos los que nos permiten tener idea del volumen del material movilizado y estimar tentativamente cual ha sido su velocidad, son presentados en la Tabla 1.

Su volumen ha sido estimado en 598.10^6 m^3 , valor que supera el orden de magnitud correspondiente a los movimientos de Vaiont (Italia): 250.106 m^3 y Blackhawk (USA): 280.106 m^3 , pero es menor que los de Saidmarreh (Irán): 2000.106 m^3 y Fernpass (Austria): 1000.106 m^3 .

Tabla 1: Resumen de los datos morfométricos de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes.

Cota parte superior de la escarpa	1580 m s.n.m.
Cota del pie del depósito	760 m s.n.m.
Altura máxima de la escarpa	580 m
Ancho máximo de la escarpa	2000 m
Longitud del margen superior de la escarpa	3000 m
Desnivel descendido por la avalancha (H)	820 m
Altura máxima del obstáculo superado (h)	25 m
Longitud de los depósitos	3100 m
Ancho máximo de los depósitos	2600 m
Espesor promedio del depósito	75 m
Distancia máxima de recorrido	4600 m

Superficie que cubre el depósito	7,97 km ²
Volumen del depósito	no menor a los 600. 10 ⁶ m ³
Volumen extraído en la escarpa	580. 10 ⁶ m ³
Coefficiente de fricción aparente (H/L)	0,18
Distancia en exceso de recorrido (Le=L-H/0,62)	3,2 km
Velocidad calculada con $v=(2gh)^{0,5}$	80 km/hora
Velocidad calculada con pérdida por fricción	190 km/hora

El volumen acumulado por la avalancha debe ser mayor que el extraído de la escarpa debido al "esponjamiento" (fábrica más abierta) del primero. Incorporando el volumen de la loma de la Iguana y el de la pequeña loma Sola, situada al pie del espolón sur, su volumen se vería incrementado en unos 13×10^6 m³.

La velocidad mínima que experimentó el movimiento puede ser evaluada tentativamente asumiendo que toda la energía potencial (m.g.h), se transformó en energía cinética (m.v²/2), sin pérdida por rozamiento, de acuerdo con la ecuación:

$$m.g.h = m.v^2/2 \text{ o sea } v = (2.g.h)^{0,5}$$

donde m = masa de material movilizado, g = aceleración de la gravedad, h = altura del obstáculo superado por la avalancha.

De acuerdo con los parámetros observados (Tabla 1), obtendríamos una velocidad de aproximadamente 22 m/seg. ó 80 km/h.

Otra forma de estimar la velocidad sería la propuesta por Francis y Baker (1977), quienes utilizaron un método para calcular la pérdida por fricción, por comparación entre la altura que desciende la masa (H) con respecto a la máxima altura que asciende al superar los obstáculos (h). El porcentaje de pérdida por fricción (F) en el caso de la avalancha del Potrero de Leyes es:

$$F = 100[1 - (h/H)^{0,5}]$$

$$F = 100[1 - (25 \text{ m}/820 \text{ m})^{0,5}]; F = 82,53$$

Usando la expresión

$$v = 10(2.g.h/100-F)^{0,5}$$

donde g es la aceleración de la gravedad, resulta de este modo una velocidad de 53 m/seg. ó 190 km/h.

Estos valores han sido calculados aceptando que la altura (h) del mayor obstáculo superado por la avalancha fue de 25 metros, representado por las lomas de metamorfitas cercanas al puesto Heredia.

La velocidad obtenida es comparable con la velocidad promedio asignada para las avalanchas de: Elm (Suiza) de 160 km/h (Heim 1932), la del Nevado de Huascarán (Perú) de 120 km/h (Plafker y Ericksen 1978) y las de los Nevados del Aconquija (Argentina) de 227 km/h (Fauqué y Strecker 1988).

Inducción sísmica: factores condicionantes favorables previos a la avalancha de rocas del potrero de Leyes

En el Mapa de Zonación Sísmica del INPRES (fig. 6;

1978), la "Zona 2", con coeficiente sísmico zonal de 0,050, cubre el sector estudiado. El grado de las intensidades máximas en 100 años para esa "Zona", varían entre I y VII ó mayor, con moderado nivel de actividad sísmica normal, caracterizada por eventos de mediana magnitud y muy localizados en sus efectos. De acuerdo a esta información, dos terremotos históricos de las Sierras Pampeanas australes alcanzaron efectos destructivos. Uno de ellos, ubicado al sur de la sierra de Comechingones, en la llanura (Sampacho) y el otro en las cercanías de Quines, en el extremo norte y oriental de la sierra Grande de San Luis.

Se tuvo acceso a un listado de los sismos (92) históricos ocurridos entre los años 1924 y 1991 en la provincia de San Luis. Sus magnitudes, que aparecen sólo determinadas en 16 de ellos, varían entre 3.8 y 5.2, con un único valor máximo de 5.9 (diciembre de 1924). Sin embargo hay citas de un sismo de magnitud 6.2, que en mayo de 1936 asoló la ciudad de San Francisco, cercana al Potrero de Leyes. En el mencionado listado, su magnitud no aparece establecida (0.0). Estos antecedentes apuntan al reconocimiento de una relativamente constante actividad sísmica histórica en esta parte de las Sierras Pampeanas. Buena información local y regional tectónica fue obtenida en campaña o extraída de la interpretación de fotogramas y de imágenes satelitales del sector analizado. Se refieren a las condiciones tectónicas y rasgos morfo-tectónicos asociados, que ponen en evidencia la reiterada influencia de la neotectónica, confirmando la condición de la zona como tectónicamente activa, conclusión ésta que se ve ratificada por el exclusivo dominio de formas agradacionales (juventud) en la composición del piedemonte.

El reconocimiento de otra avalancha de rocas, algo al norte del Potrero de Leyes, cercana al puesto conocido como "Las Cañas", aboga por la reincidencia en tiempos geológicos recientes del fenómeno y la focalización de su distribución.

Keefer (1984 a, b), identifica las características geológicas que tienen decisiva importancia como "potenciales factores" que contribuyen eficazmente en la ocurrencia de movimientos gravitacionales inducidos por terremotos históricos. Destaca la importancia del valor de la altura de la pendiente donde ocurrió el desprendimiento y el grado de su inclinación, estableciendo los valores mínimos de esos parámetros. Además analiza la susceptibilidad de los materiales a movimientos gravitacionales promovidos por sismos, cuando muestran un condicionamiento previo geológico, que incluye un denso fracturamiento de las rocas, sobresalientes planos de debilidad estructural (fallas, diaclasas, fracturas, superficies de foliación, etc), que inclinan "hacia afuera" de la pendiente (o *dipping out*), meteorización y evidencias históricas o geológicas de movimientos anteriores.

Para el caso de la avalancha del Potrero de Leyes,

tales requisitos aparecen ampliamente cumplimentados: a) altura de la pendiente superior a los 150 metros (véase Tabla 1); b) inclinación de la pendiente mayor de 25° (véase Fig. 5); c) localización en una extensa y elevada escarpa de falla; d) la marcada foliación que exhibe el granitoide en los tramos medio e inferior de la escarpa de falla, a la que se agregan las fajas de cataclasitas (filonitas) y de "molimiento" de las rocas; e) intenso fracturamiento resultante de un denso y variado sistema de diaclasas; f) determinación de *dipping out* en distintos sistemas de diaclasas (véase Fig. 7); g) hay evidencias de grandes movimientos gravitacionales en tiempos geológicos anteriores, representados por la antigua avalancha de rocas de "Las Cañas".

La meteorización, salvo en las zonas de fallamiento, carece de mayores evidencias. Es más notoria en los megabloques de sus acumulaciones, donde es común ver "aletas", "ventanas", "hoyos" y otras formas menores.

Keefer (1984a, b), manifiesta que en los casos que analizara (ambientes de alta montaña, de climas fríos y áridos), exhibieron por lo menos alguno de esos "factores" y en su mayoría dos o tres, lo que incrementa la posibilidad del movimiento por sismicidad. También destaca la común existencia de un previo socavamiento de la base de la pendiente por erosión fluvial o glaciaria, un hecho no comprobado para el caso de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes.

Con la exclusión de toda influencia climática (cuya presencia no ha sido determinada y no explicaría como factor regional, la focalización de este tipo de movimiento), se considera como el promotor de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes, a un sismo acaecido en tiempos geológicos muy recientes. El enorme volumen movilizado es también un fuerte argumento en favor de ésta propuesta.

Implicancias paleosismológicas sobre el riesgo sísmico en la zona estudiada

La geometría del fallamiento inverso favorece la aparición de gran cantidad de fracturas extensionales en el sector proximal del labio elevado, debido a la falta de una contraparte luego del ascenso de la masa serrana. El exceso de espacio que allí se genera es más significativo cuanto menor es el ángulo de falla. Por esta razón las escarpas inversas son proclives a ser rápidamente modificadas por fenómenos de remoción en masa de diversa índole. Esta situación puede ser observada en diversos sectores de la escarpa occidental de la sierra de San Luis. En algunos casos exponen incluso "falsas" facetas traingulares relacionadas con la exposición de la "cara libre" de escarpas correspondientes a fracturas extensionales secundarias, cuya

actitud y sentido de movimiento (muchas de ellas pueden ser sólo diaclasas), no son coincidentes con el movimiento de la o las fallas responsables del levantamiento serrano.

Esta situación favorece la aparición de escarpas juveniles, con abundante material desagregado mecánicamente por las fallas principales y secundarias asociadas al levantamiento, donde en principio predominan los procesos gravitacionales.

Estos pueden ser eventualmente promovidos a consecuencia de vibraciones bruscas y de amplitud de onda considerable, como las producidas por un sismo.

En los ambientes de intraplaca, las fallas con actividad cuaternaria tienen intervalos de recurrencia muy grandes (10⁴, 10⁵ años o aún más; Crone y Machette 1995). Esto significa que fallas sin sismicidad actual significativa, pudieron haber provocado importantes sismos en el pasado o peor aún, pueden estar a punto de provocarlos. Esta última posibilidad ha sido dramáticamente destacada en los últimos años por los terremotos de Bora Peak (USA, 1983, Ms 6,3), Tennant Creek (Australia, 1988, Ms 6,7) y y recientemente por el desastroso evento en Killari (India, 1993, Ms 6,3), entre otros.

Lo anterior sugiere lo riesgoso que significa catalogar la peligrosidad de una falla o región tomando en cuenta solamente su sismicidad histórica e instrumental. Esto destaca la necesidad de extender el registro sísmico tomando en consideración los datos geológicos prehistóricos, para la mejor comprensión de una estructura neotectónica en este tipo de ambiente. Es decir, el estudio tiende a demostrar que el potencial sismogénico de la región, basado exclusivamente en la frecuencia de sismos contemporáneos, ha sido casi con seguridad subvaluado. En fallas con largos períodos de recurrencia (pero a la vez con mucho tiempo para almacenar energía), es conveniente recurrir a la caracterización paleosísmica.

No obstante, la región de las Sierras Pampeanas australes fue afectada en el presente siglo por algunos sismos de magnitud 6.0, como el de Sampacho (1934, M 6.0) y el de San Francisco-San Martín (1936, M 6.2; Castaño y Bastías 1981). Asimismo son citados varios eventos de magnitud desconocida, pero de intensidad considerable en la región sur de las Sierras Pampeanas (Rocca *et al.* 1991).

Para un ambiente intracontinental como la región *Basin and Range* en el sudoeste de los EE.UU., Smith y Arabasz (1991), indicaron que la magnitud umbral de un sismo para generar rupturas en superficie, se ubica entre 6.0 y 6.5. En las Sierras Pampeanas australes, dos sismos acaecidos en el presente siglo, satisfacen dicho requerimiento.

Se entiende que la geometría y la magnitud del fallamiento Plio-Pleistoceno ofreció condiciones favorables para la generación de una avalancha de rocas de origen sísmico durante el Cuaternario. Su

probabilidad de ocurrencia está demostrada no sólo por la sismicidad actual, sino también por las evidencias de actividad tectónica en otros sectores de la "Falla de San Luis". Las condiciones geomorfológicas y geológicas para producirse una avalancha de rocas, están presentes en la zona.

El origen sísmico de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes aporta al análisis del riesgo sísmico regional los siguientes puntos de discusión:

1. Durante el Cuaternario ocurrieron eventos sísmicos, muy probablemente asociados al frente del levantamiento serrano, capaces de movilizar volúmenes de más de $600 \times 10^6 \text{ m}^3$, en forma de avalanchas de rocas.

2. El hecho que sismos recientes de magnitud igual o mayor a 6.0 no hayan generado ningún fenómeno semejante en las laderas serranas, sugiere que la avalancha de rocas del Potrero de Leyes se halla vinculada a un sismo, cuya magnitud fue lo suficientemente considerable como para generarlo.

3. La avalancha pudo haberse desarrollado bajo condiciones climáticas más favorables (por ejemplo, mayor disponibilidad de agua, un factor concurrente que suele facilitar la remoción en masa). Sin embargo al respecto, vale aclarar que no hay elementos de juicio en favor de esta alternativa.

4. Es importante destacar el carácter recurrente que adquiere el fenómeno ante el reciente reconocimiento de otro similar, aunque más antiguo, unas decenas de kilómetros al norte de la avalancha de Potrero de Leyes, en el paraje conocido como Las Cañas. Esto confirmaría la importante actividad tectónica propuesta durante el Cuaternario de la región.

Conclusiones

Se entiende que la avalancha de rocas del Potrero de Leyes ha sido inducida por un sismo en tiempos geológicos recientes, favorecida por su localización en un área de las Sierras Pampeanas australes tectónicamente activa durante el Cuaternario y la previa existencia de factores geológicos propicios. A ello se suma una reconocida recurrencia del proceso (avalancha de rocas de Las Cañas). La existencia de ambos fenómenos, sugiere la ocurrencia en el pasado reciente de terremotos de magnitud significativa. Esto introduce sin duda, un dato muy importante en el análisis de la amenaza sísmica regional, el que ha sido basado en información sísmica histórica e instrumental. Esa actividad se corresponde con rasgos neotectónicos reconocidos en el adyacente piedemonte y en ciertos aspectos morfológicos asociados observados en éste, a lo que se suma la sismicidad histórica comprobada en esa morfoestructura. En la avalancha

es sobresaliente su estructura de megabloques y la gran altura de sus depósitos que llegan en ciertos tramos los 90 metros de espesor. Su velocidad ha sido estimada en el orden de los 190 km/hora y su volumen en $598 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido realizada gracias a un subsidio (Proyecto Ex-244) de la Secretaría de Ciencia y Técnica (UBACYT) de la Universidad de Buenos Aires. Se agradece a Silvia Miranda del Instituto de Sismología "Ingeniero Volponi", de San Juan, el envío de un listado de los sismos históricos de la provincia de San Luis. A la Universidad Nacional de San Luis el haber facilitado el vehículo necesario para la campaña y al Catastro Provincial de San Luis, el préstamo de las fotos aéreas del sector estudiado y sus adyacencias para su ulterior fotocopiado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings Royal Society London*, A 225: 49-63.
- Brogioni, H., Parrini, P. y Pechioni, E., 1994. Magmatismo pre- y sin- colisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 962-966. Concepción.
- Campbell, C.S., 1989. Self-lubrication for long run-out landslides. *Journal of Geology*, 97: 653-665.
- Castaño, J. y Bastias, H., 1981. Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del riesgo sísmico. INPRES, *Publicación Técnica*, 7: 1-42. San Juan.
- Caviedes Vidal, J., 1990. Neotectónica del frente de la Sierra de San Luis entre San Francisco y Luján. *Trabajo de Licenciatura*, Universidad Nacional de San Luis, 63 p. (Inédito).
- Costa, C., 1992. Neotectónica del sur de la Sierra de San Luis. *Tesis Doctoral*, Universidad Nacional de San Luis, 390 p. (Inédita).
- Costa, C., 1994. The Neogene Thrust Front of the Sierra de San Luis, Pampean Ranges, Argentina. *Bulletin INQUA Neotectonics Comm. Short Notes*, 17: 76.
- Costa, C., 1996. Análisis neotectónico en las sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 2: 285-300. Buenos Aires.
- Criado Roque, P.C., Mombro, P.C. y Ramos, V., 1981. Estructura e Interpretación Tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología de la Provincia de San Luis, Relatorio 7º Congreso Geológico Argentino* (San Luis): 155-192. Buenos Aires.
- Crone, A. y Machette, M., 1995. Paleosismology and earthquakes in stable continental regions: insights into long term behavior of some intraplate seismogenic faults. En: Valensise, G. and Pantosti (Eds.): *Workshop on active faulting studies for seismic hazard assessment, Extended Abstracts*, ING. Roma.
- Davies, T.R.H., 1982. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidalization. *Rock Mechanics*, 15: 9-24.

- Evans, S. G., 1989. Rock avalanche run-up record. *Nature*, 340 (6231): 271.
- Fauque, L., 1987. Avalanchas de roca en la Quebrada de Segovia y zonas vecinas de la vertiente occidental de las Sierras del Famatina, Provincia de La Rioja, Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 3: 333-336.
- Fauque, L. y Strecker, M.R., 1988. Large rock avalanches deposits (Sturzströme, Sturzströms) at Sierra Aconquija, northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 81 (3): 579-592. Basel.
- Flores, M., 1969. El Bolsón de Las Salinas de la Provincia de San Luis. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 311-327. Buenos Aires.
- Flores, M. y Criado Roque, P.C., 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza A. (Ed.): 1er. Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 567-580. Córdoba.
- Francis, P.W., 1993. *Volcanoes. A Planetary perspective*. Oxford University Press Inc., New York.
- Francis, P.W. y Baker, M.C.W., 1977. Mobility of pyroclastic flows. *Nature*, 270: 164-165.
- González, R.R.L., 1957. Descripción Geológica de la Hoja 22g, Quines (Provincia de San Luis). Dirección Nacional de Minería, Boletín 87, 50 p. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y Mon, R., 1996. El origen de las lagunas de Yala, Provincia de Jujuy, noroeste de la Argentina (24° 05' de latitud sur y 65° 28' de longitud oeste). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 4: 209-217. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del Río Colorado (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín B11: 5-29. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1946. Las corrientes de barro (mud-flows) de El Volcán, Quebrada de Humahuaca, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2): 149-165. Buenos Aires.
- Heim, A., 1932. Der Bergsturz von Elm. *Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr.* 34: 74-115.
- Hsü, K.J., 1975. Catastrophic debris streams (sturzströms) generated by rockfalls. *Geological Society of America, Bulletin*, 86: 129-140.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), 1978. *Publicación Técnica*, 6.
- Keefer, D.K., 1984a. Rock avalanches caused by earthquakes: Source characteristics. *Science*, 223: 1288-1290.
- Keefer, D.K., 1984b. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America, Bulletin*, 95: 406-421.
- Kent, P.E., 1969. The transport mechanism in catastrophic rock falls. *Journal of Geology*, 74: 79-83.
- Killmurray y Dalla Salda, L., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Revista del Centenario del Museo de La Plata*, 4: 167-178. La Plata.
- Melosh, H.J., 1983. Acoustic fluidalization. *Scientific American*, 71: 158-165.
- Pastore, F. y González, R.R.L., 1954. Descripción Geológica de la Hoja 23g San Francisco (San Luis). Dirección Nacional de Minería, Boletín 80, 61 p. Buenos Aires.
- Pereyra, F.X. y González Díaz, E.F., 1993. Reinterpretación geomórfica de la llamada "morena" de Los Horcones, Puente del Inca, Provincia de Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 73-79. Mendoza.
- Plafker, G. y Ericksen, G.E., 1978. Nevados Huascaran avalanches, Perú. En: Voight (Ed.): *Rockslides and Avalanches*, Elsevier, pp. 277-314. Amsterdam.
- Polanski, J., 1961. Cenoglomerado del Quemado (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15 (3-4): 157-169. Buenos Aires.
- Polanski, J., 1966. Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas. *Manuales de la Editorial Universitaria de Buenos Aires (EUDEBA), Geología*, 67 p. Buenos Aires.
- Rocca, R., Decanini, L. y Prato, C., 1991. Riesgo sísmico en el valle longitudinal de las sierras de Córdoba. *Actas de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 6: 136-153.
- Shreve, R.L., 1968. The Blackhawk Landslide. *Geological Society of America, Special Paper*, 108: 1-47.
- Smith, R. y Arabasz, W., 1991. Seismicity of the intermountain seismic belt. En: Slemons, D., Engdhal, E., Zoback, M. y Blackwell, D. (Eds.): *Neotectonics of North America*. Geological Society of America, *Decade Magazine*, 1: 185-228.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits- identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal Volcanology Geotherm. Research*, 18: 135-150.

Recibido: 9 de mayo, 1996

Aceptado: 11 de febrero, 1997

NOTAS NECROLÓGICAS

† Juan Carlos Riggi
(1924-1994)



El 6 de marzo de 1994 falleció en Buenos Aires el Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina Dr. Juan Carlos Riggi, que había nacido el 30 de enero de 1924 en dicha ciudad.

Realizó sus estudios universitarios en la Universidad Nacional de La Plata, donde se graduó de Licenciado en Geología en 1953 y de Doctor de Ciencias Naturales en 1955.

Cuando cumplía los 20 años de edad y siendo estudiante de la Carrera de Ciencias Naturales comenzó a trabajar en la Dirección Nacional de Geología y Minería como Ayudante de Laboratorio, donde tempranamente aprendió aspectos que complementaban conocimientos que empezaba a recibir en la Universidad, así como las salidas con colegas de gran experiencia a distintas regiones del país, le permitieron adquirir una sólida preparación en aspectos regionales que fundamentarían claramente el desarrollo posterior en su especialidad.

Fue Jefe del Laboratorio de Sedimentología entre 1953 y 1966 en la Dirección Nacional de Geología y Minería y entre 1966 y 1970 Jefe de Estratigrafía del Laboratorio Petrotécnico de YPF. A partir de 1970 fue Investigador del CONICET con lugar de trabajo en el Servicio Geológico Nacional hasta su fallecimiento.

Al margen de sus actividades profesionales tuvo actuación docente en las Facultades de Ingeniería y Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires en cargos de Ayudante y Jefe de Trabajos Prácticos, culminando como Profesor de Sedimentología en 1966.

Para complementar sus conocimientos fue becado por la OEA en 1962, habiendo cumplido en el período 1962-

1963 nueve meses en la Cátedra de Sedimentología de la Universidad de John's Hopkins, a cargo de Francis J. Pettijohn y la colaboración de E.P. Potter, quienes además le encargaron el *Léxico Castellano de Estructuras Sedimentarias*, incluido en la obra *Atlas and Glossary of Primary Structures* de dichos autores, publicado en Berlín en 1964.

Sus investigaciones están reflejadas en publicaciones en la Revista de la Asociación Geológica comenzando por la Geología de las Sierras de Lihuel Calel (1956), el trabajo derivado de su Tesis Doctoral en los lagos Pueyrredón y Posadas en 1957 y todo un conjunto de aportes sobre sedimentología y estratigrafía materializados a lo largo de las tres décadas siguientes.

Los Rodados Patagónicos, el Cretácico y Terciario -de superficie y subsuelo- de Cuenca Austral, el Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina, el Terciario del Norte de la Patagonia y la Geología y la Sedimentología de los depósitos Pampeanos en la Provincia de Buenos Aires, sea junto a otros colegas o como único autor, muestran claramente la variedad de contribuciones realizadas. A ello se suman las numerosas colaboraciones en Hojas Geológicas y diferentes trabajos de colegas y más de sesenta Informes Inéditos tanto en el Servicio Geológico como en YPF, son el legado que constituye su aporte a la comunidad geológica de nuestro país.

Sus trabajos de investigación son un reflejo de orden, metodología y fundamento, que muestran inquietudes de distinta índole, pero siempre, buscando una profundización de los conocimientos y resultados, que en determinados aspectos son promisorios y útiles para quienes en el futuro se relacionen con los temas abordados. Desde meteorización de los basaltos en Misiones hasta los agregados arcillosos en los sedimentos de la Formación Pampeano, todos señalan fundadamente nuevos caminos, esos sí, con humildad porque eligió un perfil bajo, sin estridencias, que formaba parte de su personalidad, a la que no le faltaba firmeza, como corresponde a los señores con mayúscula que transitaron por este mundo.

El Doctor Riggi participó también en diferentes actividades vinculadas al quehacer profesional, principalmente en el ámbito de nuestra Asociación, donde integró el Comité de Nomenclatura Estratigráfica, varios Jurados del Premio Storni, Vocal Titular de la Comisión Directiva (1970-1975), Vicepresidente (1976-1977) y Miembro Honorario (1988).

El Dr. Juan Carlos Riggi fundamentalmente fue una persona que hizo un culto a la honestidad en todas las facetas de su vida, acompañado por un profundo sentido de la responsabilidad.

Su recuerdo estará permanentemente presente entre quienes nos honramos con su amistad.

Francisco Fidalgo y Néstor E. Porro
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

† José I. Corvalán Díaz
(1929-1996).



El día domingo 6 de octubre de 1996, el ambiente geológico chileno se conmocionó por la inesperada muerte del Profesor Sr. José I. Corvalán Díaz. La noticia resultó particularmente impactante para quienes durante los últimos 10 años compartíamos cotidianamente nuestras actividades con él, en el Servicio Nacional de Geología y Minería, manteniendo un estrecho vínculo profesional; tanto más cuanto que, al atardecer del día previo a sufrir los primeros e irreversibles síntomas de su fatal dolencia, habíamos sostenido amena charla referida a su preocupación por el quehacer geológico chileno.

A temprana edad, su vocación por la docencia lo llevó a ingresar al Instituto Pedagógico de la Universidad de Chile, en Santiago, donde en el año 1953, obtuvo su título de Profesor de Estado en Biología y Química. El mismo año fue contratado para trabajar como paleontólogo en la Sección Geología del Departamento de Minería de la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO). Durante el año 1954 realizó estudios de Paleontología en la Universidad de California, en Berkeley, EE.UU. Su ingreso al Instituto de Investigaciones Geológicas hacia el año 1958, le brindó la oportunidad de tomar contacto con la actividad que con posterioridad habría de constituir la pasión de su vida: la Geología. El tránsito de una a otra actividad, como suele ocurrir en oportunidades, no constituyó para él una tarea difícil, habida consideración que estaba muy bien dotado intelectual y vocacionalmente para enfrentar los desafíos que su inquieta personalidad le imponía. La Paleontología se constituyó en el necesario nexo e inspiración; para ello, contaba con un indudable sustento científico.

Mediante un programa de intercambio tecnológico con el Gobierno de los EE.UU. denominado Punto IV, en el año 1961 obtuvo el grado de Ph.D., en la Universidad de Stanford, transformándose en el primer chileno en alcanzar este título en el extranjero, tras desarrollar una Tesis titulada: "Early Mesozoic Biostratigraphy of the Westgate Area, Churchill County, Nevada". Su regreso al país, marcó el inicio de una fructífera actividad, constituyéndose en activo engranaje del conocimiento geológico chileno, tanto en la docencia, a través de sus cátedras de Paleontología, Estratigrafía, Geología de Campo y Geología de Chile, en la Escuela de Geología, dependiente de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, en Santiago, donde ocupó por algunos años el cargo de Director, como en la investigación y actividad profesional en el Instituto de Investigaciones Geológicas, primero y Servicio Nacional de Geología y Minería, con posterioridad. En aquél, durante los años 1973 y 1974, se desempeñó como Director, mientras que en éste llegó a ocupar el cargo de Subdirector Nacional de Geología; en todas estas actividades demostró su gran vocación de servicio público, favorecida por sus virtudes pedagógicas.

Ejerció la docencia con particular interés y capacidad profesional; como resultado de ello, sus clases y conferencias siempre despertaron gran interés, imbuidas por su energía intelectual, habilidad de síntesis, capacidad para transferir conocimientos y juicio geológico. Con su sabiduría y capacidad de Maestro, guió y participó en la formación de numerosas generaciones de geólogos chilenos.

Como suele ocurrir con múltiples científicos dedicados al quehacer de las ciencias de la Tierra, la actividad de Don José también tuvo sus preferencias: el Triásico, un intervalo que en la secuencia estratigráfica chilena está muy bien representado en la Cordillera de la Costa de nuestra Sexta Región, zona que coincidentemente lo vio nacer. En estos agrestes parajes, realizó numerosas campañas de terreno, a las que sus alumnos acudían con particular interés, sabedores que de ellas surgirían valiosas guías, conocimientos y experiencias para sus futuras actividades profesionales. La muerte lo sorprendió en el momento en que preparaba una síntesis de todas sus investigaciones realizadas en esa zona.

Su permanente interés por contribuir a las ciencias geológicas chilenas se manifestó tanto en innumerables publicaciones, asistencia a congresos nacionales e internacionales, organización de reuniones técnicas, talleres, simposios, congresos y grupos de trabajo; participación en actividades gremiales, como el Colegio de Geólogos de Chile, actuando como su primer Presidente, y entidades netamente científicas: fundador y Secretario de la Sociedad Geológica de Chile; Miembro de Número de la Academia Chilena de Ciencias, donde al momento de su muerte actuaba

como Secretario; representante permanente del Servicio Nacional de Geología y Minería al Comité Oceanográfico Nacional; trabajó con singular dedicación en la Comisión Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas y en el Consejo Circumpacífico para la Energía y los Recursos Naturales, donde le fue asignada la tarea de compilar la información geológica, estratigráfica, tectónica, recursos energéticos y minerales del Cuadrante Sur Este (Cuenca Pacífica). Sus resultados, en un mapa a escala 1:10.000.000, fueron publicados algunos días posteriores a su muerte.

Su vasta experiencia y conocimiento del ambiente geológico chileno, sustentado en una singular memoria, talento por la lectura, capacidad de síntesis, rigor científico, sano juicio crítico y ecuanimidad, lo transformó en un participativo editor y árbitro tanto de la Revista Geológica de Chile, como de múltiples documentos técnicos y científicos publicados en el Instituto de Investigaciones Geológicas y Servicio Nacional de Geología y Minería. En el ejercicio de esta delicada y a veces tediosa tarea, siempre demostró un inusitado interés, reconocido juicio crítico y gran ejecutividad.

La muerte lo sorprendió en la plenitud de su vida, siendo el centro de una distinguida y respetable familia de profesionales, cuyos integrantes enfrentarán la pena de su partida, reconfortados por el consuelo que otorga el recuerdo de un hombre que contribuyó decisivamente al conocimiento de la Geología en Chile. Los amigos, académicos, condiscípulos y colegas que se congregaron emocionados para despedirlo, dieron testimonio a este postrer reconocimiento, rememorando su trato afable, caballerosidad, sentido de la responsabilidad y eficiencia funcionaria, virtudes propias de quien, tras su partida, merece un eterno recuerdo. No dudamos que este sentimiento de pesar también será compartido por la comunidad geológica de la República Argentina, donde durante su dilatada y eficiente trayectoria profesional, Don José forjó un amplio círculo de grandes amigos, en quienes perdurará el recuerdo de su figura, su persona y su espíritu.

Arturo Hauser Yung
*Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago de Chile*

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.

Este tomo de la Revista de la Asociación Geológica Argentina ha sido posible gracias al apoyo financiero del **Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)** y de la **Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC)**, quienes no se hacen responsables del contenido de los artículos publicados.

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

Augusto R. Calmels
YPF S.A.
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S.A.
Petrolera Argentina San Jorge

y a los aportes especiales de:

S. Archangelsky
E. Linares
R.L. Moreno
H.J. Péndola
E.R.D. Saccone
W. Volkheimer

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 31 de marzo de 1997
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 manuscript, 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 first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to

one for every 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 or book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of the editor and the city of publication.

- 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.

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

Costs 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 52 - Número 1 - Págs. 1-112
Buenos Aires - Marzo 1997

Registro de la Propiedad
Intelectual 732863

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104