

# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 51 N° 1 1996



511  
Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

1 - 96  
29 de marzo de 1996

ISSN  
0004-4822



Buenos Aires  
Argentina



**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**  
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

**COMISION DIRECTIVA**  
(1995-1997)

**Presidente:** Dr. Alberto C. Riccardi.

**Vicepresidente:** Dr. José Salfity.

**Secretaria:** Lic. Pamela Alvarez.

**Tesorero:** Lic. Omar Lapido.

**Vocales titulares:** Dra. Susana Damborenea.  
Dra. Mónica López de Luchi.  
Dr. Daniel Rubiolo.

**Vocales suplentes:** Dr. Eugenio Aragón.

Dr. Pedro Depetris.

Dra. Graciela Mas.

Lic. Ernesto Cristallini.

**Directora de la Revista:** Dra. Susana Damborenea.

**Subcomisión de Publicaciones:** Dr. Eugenio Aragón.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Daniel Rubiolo.

**Delegados en el interior**

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

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

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

**Córdoba:** Dra. Zarela Herrera, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro, Av. Poeta Lugones 161, 5000 Córdoba.

**Corrientes:** Lic. Oscar Orfeo, CECONAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.

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

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

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

**Mendoza:** Dra. Matilde Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5000 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

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

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

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

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

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

**Rosario:** Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Delegados Institucionales en Buenos Aires**

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

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

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

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

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

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

**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. P. Nabel, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

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

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

**Yacimientos Petrolíferos Fiscales:** Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

**Delegados en el exterior**

**Brasil:** Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. 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.

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

---

Lampróforo ultramáfico (aillikite), Abra de Santa Cruz, Departamento Santa Victoria, Provincia de Salta. Flogopita, olivino serpentizado, diópsido, perovskita, ilmenita, apatita y calcita. Campo: 4 x 5,5 mm aprox.

Colección y fotomicrografía por Daniel Rubiolo

*Ultramafic lamprophyre (aillikite), Abra de Santa Cruz, Santa Victoria Department, Salta Province. Phlogopite, serpentized olivine, diopside, perovskite, ilmenite, apatite and calcite. Field: 4 x 5,5 mm approx.*

*Collection and photomicrography by Daniel Rubiolo.*

---

**REVISTA DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

**TOMO 51**

**Buenos Aires  
1996**

**This One**



**BGWA-HNT-HRYT**

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**  
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

**COMISION DIRECTIVA**  
(1995-1997)

**Presidente:** Dr. Alberto C. Riccardi.

**Vicepresidente:** Dr. José Salfity.

**Secretaria:** Lic. Pamela Alvarez.

**Tesorero:** Lic. Omar Lapido.

**Vocales titulares:** Dra. Susana Damborenea.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Daniel Rubiolo.

**Vocales suplentes:** Dr. Eugenio Aragón.

Dr. Pedro Depetris.

Dra. Graciela Mas.

Lic. Ernesto Cristallini.

**Directora de la Revista:** Dra. Susana Damborenea.

**Subcomisión de Publicaciones:** Dr. Eugenio Aragón.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Daniel Rubiolo.

Los trabajos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina son citados en:  
Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts,  
Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

© Asociación Geológica Argentina

Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system of payment has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/96 \$00.00+\$00.50.

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina  
deberá ser dirigida a:  
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina  
Telefax (54-1) 325-3104**



# Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino

Ricardo MON<sup>1,2</sup> y Fernando D. HONGN<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán,  
Miguel Lillo 205, 4000, S.M. de Tucumán, Argentina

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta,  
Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

**ABSTRACT.** *Structure of the Proterozoic and Lower Palaeozoic basement of northern Argentina.* The Proterozoic basement of northern Argentina is composed of an assembly of multiply deformed orogenic belts with different structural characteristics, amalgamated during the Panamerican Orogeny at about 600 Ma. In this complex are three suspect terranes separated by west-dipping thrusts. The westernmost terrane, El Peñón belt, consists in highly deformed metagreywackes and limestones yielding isotopic ages of about 1200 Ma. The central terrane consists of a big antiform cored by gneisses, granulites and mylonites covered by low grade schists, and the eastern terrane is composed by two low-grade schists belts which probably represent the cover of the older Brazilian basement. The central and eastern terranes are covered unconformably by Cambrian and Ordovician quartzitic shelf sandstones. The amalgamation of the Panamerican Orogen occurred prior to the deposition of these cover sequences. Against the western border of the Proterozoic complex is the Oclóyic-Taconic belt formed of fossiliferous Ordovician sequences affected by intense west-verging folding with axial-plane cleavage development and covered unconformably by Silurian-Devonian sequences. North of latitude 24° S the Ordovician sequences lie unconformably on west border of the Proterozoic complex, whereas to the south the Proterozoic is tectonically overridden on the Oclóyic-Taconic belt. Both the Panamerican Orogen and the Oclóyic Orogen are accompanied by granitoid belts. The age of the Oclóyic granitoids intruded in the Ordovician and covered unconformably by Silurian-Devonian sedimentary rocks, as well as that of some Panamerican granitoids covered unconformably by Cambrian and Ordovician sequences is well constrained. However, uncertainties arise over the age of granitoids intruded in the Proterozoic basement where there is no stratigraphic control.

## Introducción

El norte argentino representa un área privilegiada para el estudio de las entidades que conforman el núcleo cristalino de las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental. En esta región se observan las relaciones entre los cinturones de bajo grado de metamorfismo con el zócalo cristalino más deformado y metamorfozido, además del contacto con el orógeno Oclóyico del Paleozoico inferior.

Los cinturones proterozoicos polideformados que componen el núcleo cristalino, en su porción septentrional, están cubiertos discordantemente por secuencias cámbricas arenosas (Grupo Mesón); hacia el este se hunden por debajo de la cobertura del Paleozoico inferior que forma parte del relleno de la Cuenca Chaco-Paranense.

Contra el borde occidental del núcleo cristalino se adosa el cinturón oclóyico, compuesto por secuencias ordovícicas plegadas acompañadas por manifestaciones eruptivas ordovícicas a silúricas. Capas silúricas y devónicas lo cubren discordantemente. El cinturón oclóyico se distingue nítidamente del núcleo cristalino tanto por su estructura como por su estratigrafía (Mon y Hongn 1989).

En la última década se han propuesto diversas hipóte-

sis geotectónicas sobre la evolución del Proterozoico superior y del Paleozoico inferior. La mayor parte de ellas están basadas preponderantemente en datos isotópicos. En este trabajo se destacan las relaciones tectónicas de campo, referidas especialmente a la estructura interna de los cinturones proterozoicos y paleozoicos, de las que surgen interpretaciones alternativas.

## Entidades del basamento proterozoico

El complejo proterozoico del núcleo cristalino está formado por distintos cinturones orogénicos (Fig. 1), algunos de ellos profundamente erodados, que muestran estilos de deformación diferentes entre sí. Estos provienen probablemente de la evolución de depósitos correspondientes originalmente en cuencas independientes de distintas edades. La configuración final del conjunto fue dada por la orogénesis Panamericana (Harrington 1975). Este orógeno Panamericano está marginado tanto hacia el este como hacia el oeste por entidades más antiguas que afloran aisladamente en el norte de Chile (Baeza y Pichowiak 1988) y en el subsuelo de la cuenca Chaco-Paranaense (Russo *et al.* 1979).

Se distinguen tres entidades mayores separadas tectónicamente (Fig. 2) que representan terrenos cuyo

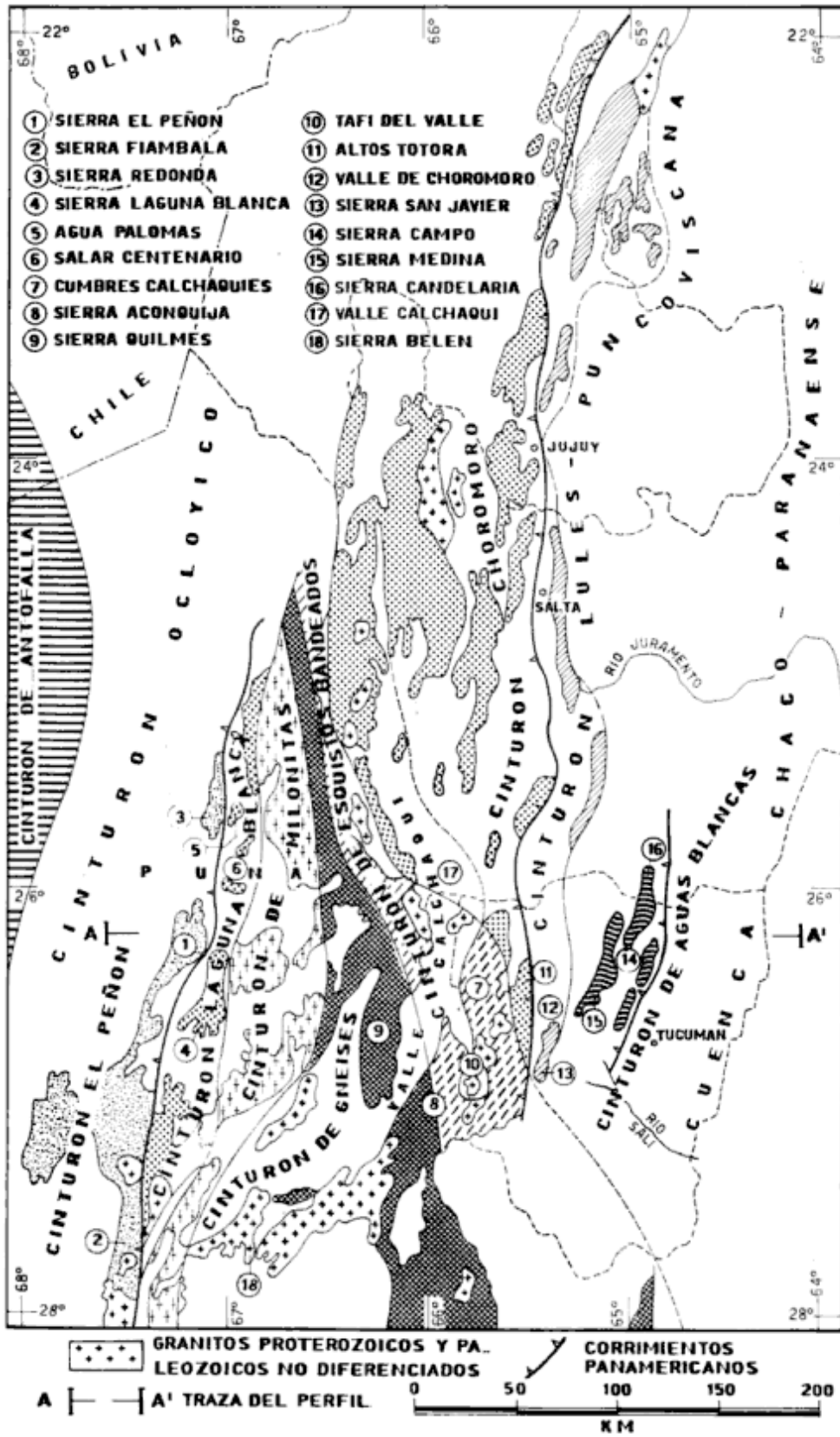


Figura 1: Mapa geológico de los cinturones proterozoicos del noroeste argentino. Rastras como en Fig. 2.

grado de movilidad no puede ser determinado con precisión (*suspect terranes*). El terreno más occidental corresponde al cinturón de El Peñón situado en la parte sudeste de la Puna. Entre el borde oriental de la Puna, extremo norte de las Sierras Pampeanas y franja occidental de la Cordillera Oriental se extiende el terreno central que es el que cubre mayor área y muestra estructura más compleja. El terreno más oriental ocupa una angosta franja que se extiende por la Cordillera Oriental y subsuelo del Sistema de Santa Bárbara.

Los terrenos que componen esta parte del orógeno Panamericano están constituidos predominantemente por secuencias sedimentarias metamorfizadas polideformadas, depositadas originalmente en cuencas ensiálicas, no hay participación significativa de ofiolitas ni de otros materiales indicadores de corteza oceánica.

### **Terreno occidental**

#### *Cinturón de El Peñón*

En la sierra de El Peñón afloran esquistos y gneises con intercalaciones de bancos de calizas amarillas que marcan el plegamiento de esta unidad. Este muestra vergencia hacia el este con pliegues casi acostados con sus flancos intensamente estirados (Fig. 3E). Se manifiestan también estructuras (figuras de interferencia) que indican la superposición de las estructuras vergentes hacia el este sobre un plegamiento previo.

Las metamorfitas de El Peñón continúan hacia el norte en los contrafuertes orientales del salar del Hombre Muerto (sierra de Ciénaga Redonda), donde también se aprecia la superposición de deformaciones que generan modelos de interferencia de distintos tipos (Hongn 1992). A esta unidad corresponderían las anfíbolitas precámbricas con edades K/Ar de 600 Ma indicadas en el sustrato del Cerro Galán (Sparks *et al.* 1985) y el basamento metamórfico de la sierra de Fiambalá. Las edades radimétricas mayores de 1000 Ma obtenidas en metamorfitas de Fiambalá (K/Ar, Villar y Coleman 1987; U/Pb, Grissom 1991) indicarían que la unidad de El Peñón probablemente represente una escama del basamento pre-Panamericano que asoma aisladamente en el norte de Chile y se extiende en el macizo de Arequipa contra la costa del Pacífico. La vinculación precisa del cinturón de El Peñón con el macizo de Arequipa es incierta, aunque se considera que para fines del Precámbrico ambos formaban parte de un mismo núcleo.

El cinturón de El Peñón está cabalgado hacia el este sobre los esquistos de bajo grado del cinturón de Laguna Blanca.

### **Terreno central**

Está integrado por cinturones de distinto grado de metamorfismo que forman un antifórme de magnitud

regional con eje NNO-SSE y buzamiento hacia el NNO (Fig. 2). El núcleo está constituido por gneises y asomos aislados de granulitas (Toselli *et al.* 1978) que representan las raíces de un cinturón orogénico profundamente erodado. Los flancos están formados por los cinturones de bajo grado de metamorfismo de Laguna Blanca y Choromoro, que parecen pertenecer a una sola entidad, que representaría la cobertura del núcleo. Esta habría sido erodada en la parte central. La reconstrucción precisa del orógeno representado por el terreno central es compleja por las fajas de deformación paleozoica que han oscurecido las relaciones originales.

#### *Cinturón de la sierra Laguna Blanca*

En la sierra Laguna Blanca, inmediatamente hacia el este de la sierra de El Peñón, afloran esquistos de muy bajo y bajo grado afectados por pliegues con charnelas agudas. Sus ejes tienen alto ángulo de buzamiento, entre 55° y 65° hacia el SSE. El clivaje de plano axial que acompaña a este plegamiento inclina con alto ángulo hacia el SE. Las leptometamorfitas están intruidas por granitos (González *et al.* 1992); una zona de cizallamiento dúctil, aparentemente paleozoica, con vergencia hacia el oeste afecta a los esquistos y granitos en la parte central de la sierra.

Las metasedimentitas que afloran en la sierra Agua de las Palomas intruidas por granitos con edades K/Ar de 422±12 Ma (González 1985) y en la margen occidental del salar de Diablillos (González 1984) formarían parte de la unidad Laguna Blanca, lo mismo que los esquistos cordieríticos del borde oriental del salar Centenario (Turner 1964) que también alojan intrusivos paleozoicos. La Formación Famabalasto (Ruiz Huidobro 1975) correspondería a la prolongación austral de la unidad Laguna Blanca.

#### *Franja milonítica de la Puna oriental*

Coincidentemente con el borde externo de la Puna, hacia el este de las leptometamorfitas de la Laguna Blanca, afloran esquistos, gneises, migmatitas y granitoides afectados por fajas de cizallamiento dúctil (Fig. 3D y 3F). Las más conspicuas están en el borde sudoriental de la Puna, sierra de Chango Real, donde aflora una espesa zona milonítica con indicadores cinemáticos que muestran cabalgamientos vergentes hacia el NNE (Rossello y Le Corre 1989) y en los contrafuertes orientales del salar de Diablillos, donde se determinan transportes tectónicos hacia el oeste.

Existen fajas de cizalla dúctil con diferentes direcciones y vergencias. En algunos casos se advierte que la misma deformación generó fajas de vergencias opuestas (Rossello *et al.* 1991; Le Corre y Rossello 1994). El perfil salar de Diablillos-valle de Luracatao muestra una zona



vergente hacia el oeste en la parte occidental y con vergencia hacia el este en la parte oriental; en este caso la deformación sería oclógica.

#### *Cinturón de gneises y esquistos bandeados*

Los esquistos bandeados se extienden por la parte central de las Cumbres Calchaquíes y Sierra del Aconquija (Rasmuss 1918; González Bonorino 1951).

El bandeo se manifiesta como una alternancia de folias cuarzosas y micáceas que alcanzan hasta 2 cm de espesor. Se trata de una foliación de origen tectónico oblicua a la estratificación, producida por una intensa deformación y diferenciación tectónica. El clivaje que acompaña a los pliegues del cinturón Choromoro (descrito más adelante) en el flanco oriental de las Cumbres Calchaquíes, se expresa como un bandeo tectónico que adquiere mayor desarrollo hacia el oeste, con la diferenciación de folias claras y oscuras (García 1988). El proceso trae aparejada la desaparición de las estructuras sedimentarias. El bandeo está afectado por un intenso microplegamiento de 3 a 10 cm de longitud de onda, que obedece a la segunda fase de deformación y que representa su estructura más característica (Fig. 3B). Los ejes de los pliegues son de rumbo NE-SO y buzamientos pronunciados hacia el sudoeste. El microplegamiento muestra vergencia predominante hacia el noreste y produce un clivaje de crenulación.

La segunda fase deformativa que pliega al primer bandeo tectónico también se intensifica hacia el oeste. El bandeo asociado a la segunda deformación transpone en forma creciente a la primera. En la sierra de Quilmes la segunda foliación enmascara casi totalmente a las estructuras anteriores no distinguiéndose más el microplegamiento. El complejo se transforma en gneises con lentes de granulitas (Toselli *et al.* 1978) y constituye uno de los pocos sitios del norte argentino con exposición de corteza precámbrica profunda. El granate almandino posttectónico con respecto al evento que produjo el microplegamiento característico de los esquistos bandeados (Toselli y Rossi de Toselli 1985) posee una edad Rb/Sr de 540-580 Ma (Bachmann *et al.* 1986; Bachmann y Grauert 1987).

Dentro de los esquistos bandeados flexuras mayores afectan a los pliegues y foliaciones mencionados más arriba; a 27° S las mesoestructuras tuercen su rumbo hasta adquirir posición NE-SO; estas amplias flexuras están asociadas a una tercera fase de deformación que también se pone de manifiesto por pliegues menores tales como los descritos por Marini (1989).

#### *Cinturón de Choromoro*

Se desarrolla en el faldeo oriental de las Cumbres Calchaquíes y en los Altos de la Titora (Krioka 1988),

extendiéndose hacia el norte (Fig. 1). Muestra pliegues apretados con charnelas agudas con longitudes de onda entre 8 y 10 m (Fig. 3C), vergentes hacia el este. El clivaje de plano axial que acompaña al plegamiento inclina hacia el oeste y frecuentemente se presenta como un bandeo tectónico. Este es casi paralelo a los flancos de los pliegues e intersecta a la estratificación en las charnelas. Los ejes de los pliegues son aproximadamente horizontales con rumbo NNE-SSO. La intensidad del clivaje y de la diferenciación tectónica asociada aumenta gradualmente hacia el oeste. Los pliegues de este cinturón se encuentran aplanados con sus flancos adelgazados, frecuentemente "boudinados" y sus charnelas engrosadas.

El segundo evento de deformación está representado por una superficie de clivaje de rumbo NE-SO con inclinaciones hacia el noroeste entre 30° y 50°, ésta intersecta a los elementos de la primera fase de deformación. En la parte oriental del cinturón el segundo evento no produce un plegamiento intenso visible a escala de afloramientos pero hacia el oeste se manifiesta un microplegamiento asociado a las superficies de clivaje, pliegues que se acentúan en la transición hacia la unidad esquistos bandeados.

Como rasgo póstumo de la deformación, aparecen bandas kink de rumbo E-O con inclinación de bajo ángulo hacia el norte; presentan espesores de 5 a 20 cm.

El cinturón de Choromoro se ensancha hacia el norte; allí los ejes de los pliegues son de mayor buzamiento que en el tramo austral.

El terreno central está corrido hacia el este sobre el oriental mediante un corrimiento que inclina hacia el oeste (Figs. 1 y 2). Este corrimiento, tal como se explica más adelante, pone en contacto entidades que muestran evoluciones tectónicas distintas (Mon y Hongn 1988).

#### *Terreno oriental*

Está constituido por dos cinturones de bajo grado de metamorfismo donde el oriental, que pertenece a un nivel cortical más profundo, muestra mayor grado de deformación.

#### *Cinturón de Lules-Puncoviscana*

Se encuentra a lo largo del borde oriental del núcleo cristalino en la Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara. Incluye a la localidad de Puncoviscana donde fue definida esta formación (Turner 1960). El primer episodio de deformación produjo pliegues asimétricos con vergencia hacia el ONO, con ejes de rumbo NNE-SSO levemente buzantes hacia el sur. El clivaje de plano axial que acompaña a este plegamiento inclina hacia el ESE. Los pliegues tienen charnelas redondeadas, el espesor de las capas se mantiene aproximadamente uniforme tanto

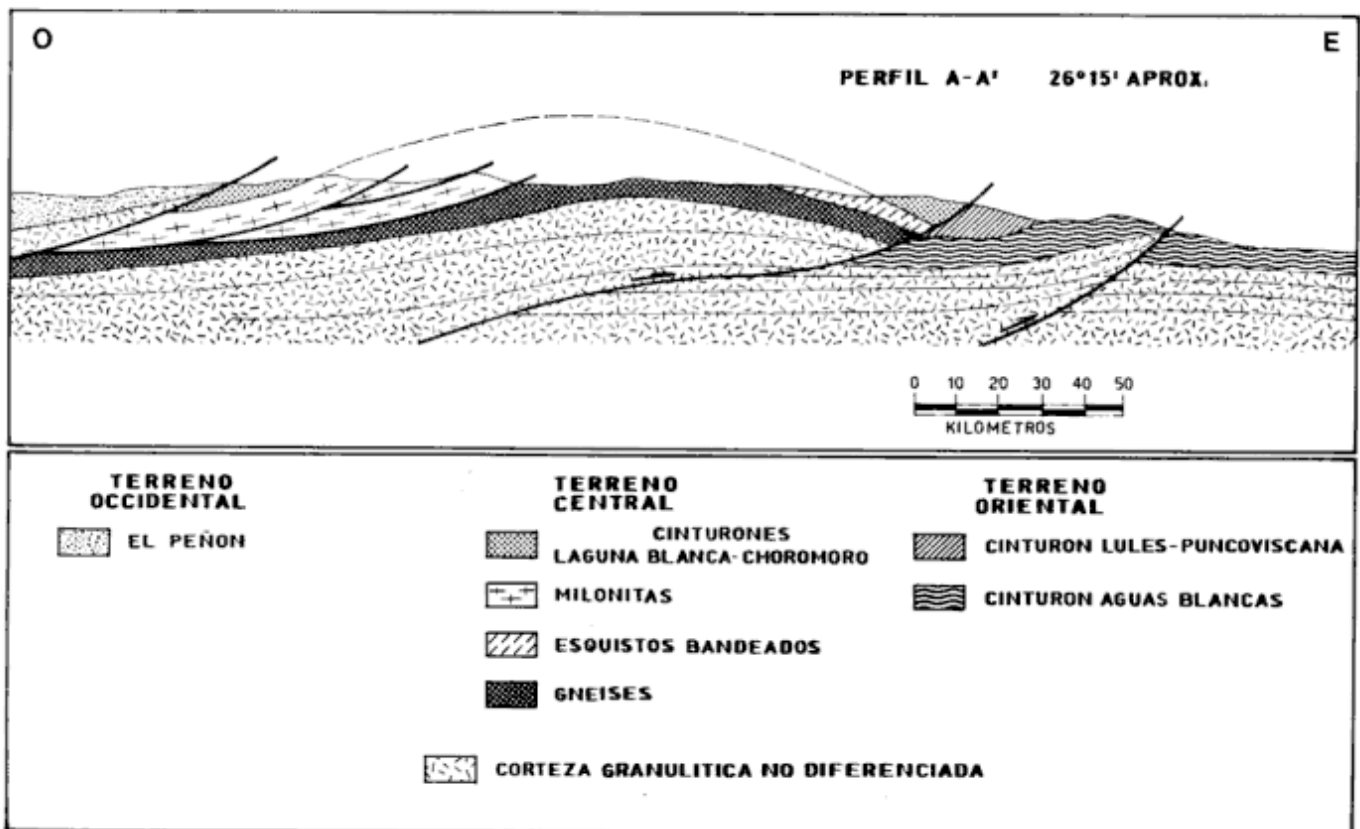


Figura 2: Perfil interpretativo de las entidades del núcleo proterozoico.

en los flancos como en las zonas axiales. Los flancos occidentales de los anticlinales frecuentemente se encuentran invertidos. El clivaje intersecta a los flancos occidentales empinados y es subparalelo a los flancos orientales más tendidos (Fig. 3A).

Sobre el primer plegamiento se encuentra sobreimpreso un clivaje de crenulación asociado a un microplegamiento con vergencia hacia el ESE. El clivaje tiene rumbo predominante NNE-SSO e inclinaciones entre 30° y 50° hacia el NNO.

El cinturón de Lules exhibe un grado de deformación menor que las entidades descriptas anteriormente. La reconstrucción de su estructura es en cierta medida posible como lo demuestran los perfiles levantados por Montes (1987). Su estilo de deformación y vergencia son discontinuos con respecto a los del cinturón de Choromoro.

#### Cinturón de Aguas Blancas

Representa el cinturón aflorante más oriental, está compuesto por esquistos de bajo grado cuya deformación aumenta hacia el oeste. Estos se manifiestan en las sierras del noreste de Tucumán y sierra de la Candelaria.

En la parte más oriental muestran una foliación (primer clivaje) que inclina 40° a 55° hacia el este y un segundo clivaje que inclina también en esa dirección pero

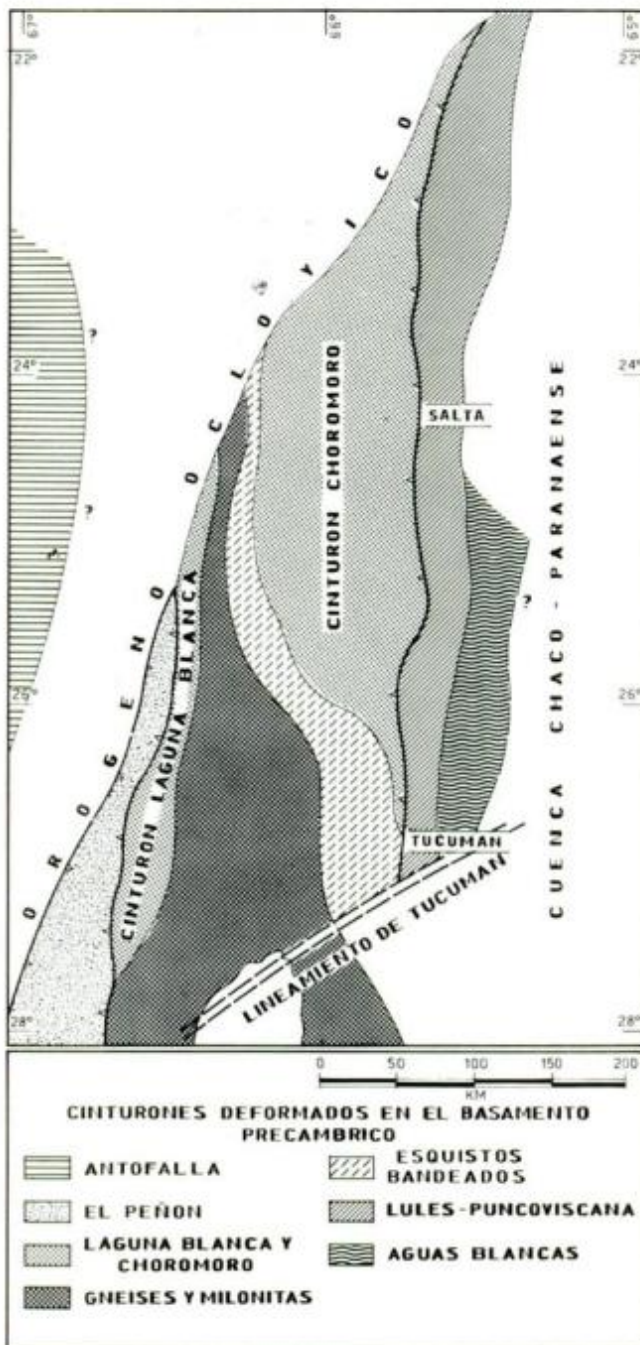
con valores más elevados (entre 70° y 85°). La estratificación se aprecia como relictos. A medida que se progresa hacia el oeste aumenta la intensidad del segundo clivaje generándose un microplegamiento asociado que constituye el rasgo característico de esta entidad. Este microplegamiento tiene vergencia hacia el oeste, los flancos más empinados de los micropliegues inclinan en esa dirección y sus ejes buzan hacia el noreste. En el borde occidental del cinturón el segundo clivaje se convierte en un bandeo tectónico y la entidad adquiere una apariencia similar a los esquistos bandedados.

En el borde oriental de la sierra del Campo y en la sierra de La Candelaria niveles del Paleozoico inferior de ambientes someros se apoyan en discordancia sobre esta entidad.

#### Granitoides en el basamento proterozoico

Numerosos plutones intruyen al basamento proterozoico. La información sobre estos cuerpos creció sensiblemente en los últimos años especialmente desde el punto de vista isotópico. Sin embargo, en muchos casos aún se manifiestan contradicciones cuando se cotejan las dataciones isotópicas con los rasgos tectónicos y con el marco geológico regional.





**Figura 3:** Esquema de las relaciones entre los cinturones proterozoicos y el orógeno oclóyico.

Las dataciones radimétricas sobre los plutones del núcleo cristalino al norte del paralelo 28° S muestran una concentración de edades paleozoicas, principalmente ordovícicas y en menor grado devónicas-carboníferas (González *et al.* 1985; Rapela *et al.* 1992; Lork y Bahlburg 1993). El quimismo y las edades absolutas ordovícicas de los plutones constituyen dos de los fundamentos en los que se basaron modelos geotectónicos que incluyen un magmatismo muy difundido para ese tiempo. Es así que

se propusieron arcos magmáticos de márgenes activos con distintas características (Coira *et al.* 1982; Saavedra *et al.* 1987; Rapela *et al.* 1990), magmatismo sincollisional (Dalla Salda *et al.* 1993) y en otros casos un plutonismo perteneciente a un ambiente geotectónico aún no bien establecido (Rossi de Toselli *et al.* 1985; Lork y Bahlburg 1993).

Es posible que en algunos casos los valores absolutos no representen la edad real del cuerpo datado y deban ser reinterpretados. Granitos con relaciones de campo disímiles arrojan edades isotópicas similares. Así, por ejemplo, las trondjemitas de la Formación Cachi (Turner 1964) y el granito de Brealito, cuyas edades isotópicas son semejantes (Lork y Bahlburg 1993) muestran relaciones de campo diferentes. Las trondjemitas de la Formación Cachi son concordantes con la estructura principal del basamento metamórfico que las aloja; esta relación se observa en los perfiles Cachi Adentro-Las Cuevas y en la quebrada de La Paya. El granito de Brealito es netamente postectónico con respecto a la estructura principal del basamento. La estructura principal del basamento es panamericana y esa sería la edad de los plutones concordantes con ella. Las edades K/Ar obtenidas por Galliski (1983) para las trondjemitas de la Formación Cachi son panamericanas.

Ateniéndose sólo a las últimas mediciones radimétricas (Lork y Bahlburg 1993) el magmatismo panamericano tendría muy poco desarrollo. A este evento pertenecerían sólo los granitos de Cañaní y Tastil (Bachmann *et al.* 1987; Cordani *et al.* 1990), cubiertos por sedimentos cámbricos y ordovícicos, el ortogneis de la Puntilla (Grissom *et al.* 1991) y los granitoides de la Formación Chango Real (Turner 1973; Lazarte 1992). Seguramente existen otros plutones panamericanos enmascarados por valores isotópicos ordovícicos. Entre los plutones isotópicamente ordovícicos se distingue una amplia variedad de acuerdo con sus rasgos tectónicos internos y con sus relaciones con las rocas de caja. Aunque estas situaciones geológicas están aún pobremente investigadas sugieren, de acuerdo con el ejemplo mencionado más arriba, que el enfoque exclusivamente isotópico puede no ser suficiente para determinar la evolución y edad de estos procesos magmáticos.

### Relaciones entre las entidades del basamento proterozoico

El mecanismo principal de los últimos eventos tectónicos proterozoicos fue el corrimiento y apilamiento hacia el este de los cinturones orogénicos que componen el núcleo cristalino (Figs. 1 y 2). La geometría de estos corrimientos no se puede definir con precisión.

El cinturón de El Peñón está cabalgado hacia el este sobre los esquistos de bajo grado del cinturón de la sierra Laguna Blanca que componen el flanco occidental del gran antiforame del terreno central. Este corrimiento no



afecta a las secuencias del cinturón Oclóyico (Fig. 3) lo que justifica su edad al menos preordovícica, además su geometría y su vergencia son congruentes con las estructuras panamericanas (Mon y Hongn 1988). El núcleo de la antiforma está integrado por el complejo en el que intervienen granulitas, gneises y esquistos bandeados, entre los que se intercalan fajas miloníticas. El flanco oriental está constituido por los esquistos de bajo grado del cinturón de Choromoro. Tanto este último como el de Laguna Blanca muestran pasajes transicionales hacia los niveles corticales más profundos, más deformados y metamorfizados que componen el núcleo.

El flanco oriental del antiforme, representado por el cinturón de Choromoro, cabalga a la entidad de Lules-Puncoviscana. Este cabalgamiento que separa al terreno central del oriental está marcado por un pronunciado cambio en el estilo de deformación entre ambas entidades. Los pliegues del cinturón de Lules-Puncoviscana son curvados, las capas mantienen su espesor constante y son vergentes hacia el oeste, en cambio los del cinturón de Choromoro son angulares ("chevron"), con sus flancos adelgazados, localmente "boudinados" y vergentes hacia el este (Figs. 4a y 4c). Estos cambios no implican simplemente una variación en la intensidad de un mismo proceso sino que obedecen a evoluciones tectónicas y condiciones geodinámicas distintas para cada una de estas entidades, lo que induce a postular que el corrimiento que las separa es un rasgo tectónico mayor dentro del zócalo proterozoico (Mon y Hongn 1988).

Hacia el este aparece nuevamente una entidad más deformada representada por los esquistos de Aguas Blancas. Esta situación sugiere que la unidad de Lules está asentada discordantemente sobre esquistos más deformados. Ambas entidades pertenecerían a la cobertura autóctona de los terrenos más antiguos que conforman el zócalo de la cuenca Chacoparanaense.

### Relaciones entre los cinturones panamericanos y el cinturón paleozoico oclóyico

El contacto entre el borde occidental del núcleo cristalino y el cinturón de sedimentitas paleozoicas inferiores de la Puna y Cordillera Oriental aflora a lo largo de centenares de kilómetros; su naturaleza varía de norte a sur. Al norte de 24°S las secuencias cámbricas y ordovícicas cubren discordantemente al basamento proterozoico y a sus cuerpos intrusivos. Esta discordancia aflora en numerosas localidades de la Cordillera Oriental y borde este de la Puna. En este tramo la deformación oclóyica penetrativa de las sedimentitas ordovícicas disminuye gradualmente hacia el este, hasta desaparecer en la Cordillera Oriental. Las secuencias ordovícicas de la Puna están plegadas en pliegues verticales con desarrollo de abanicos de clivaje de plano axial (Fig. 3G). En este tramo del borde oriental de la Puna los afloramientos más australes de la base de la secuencia

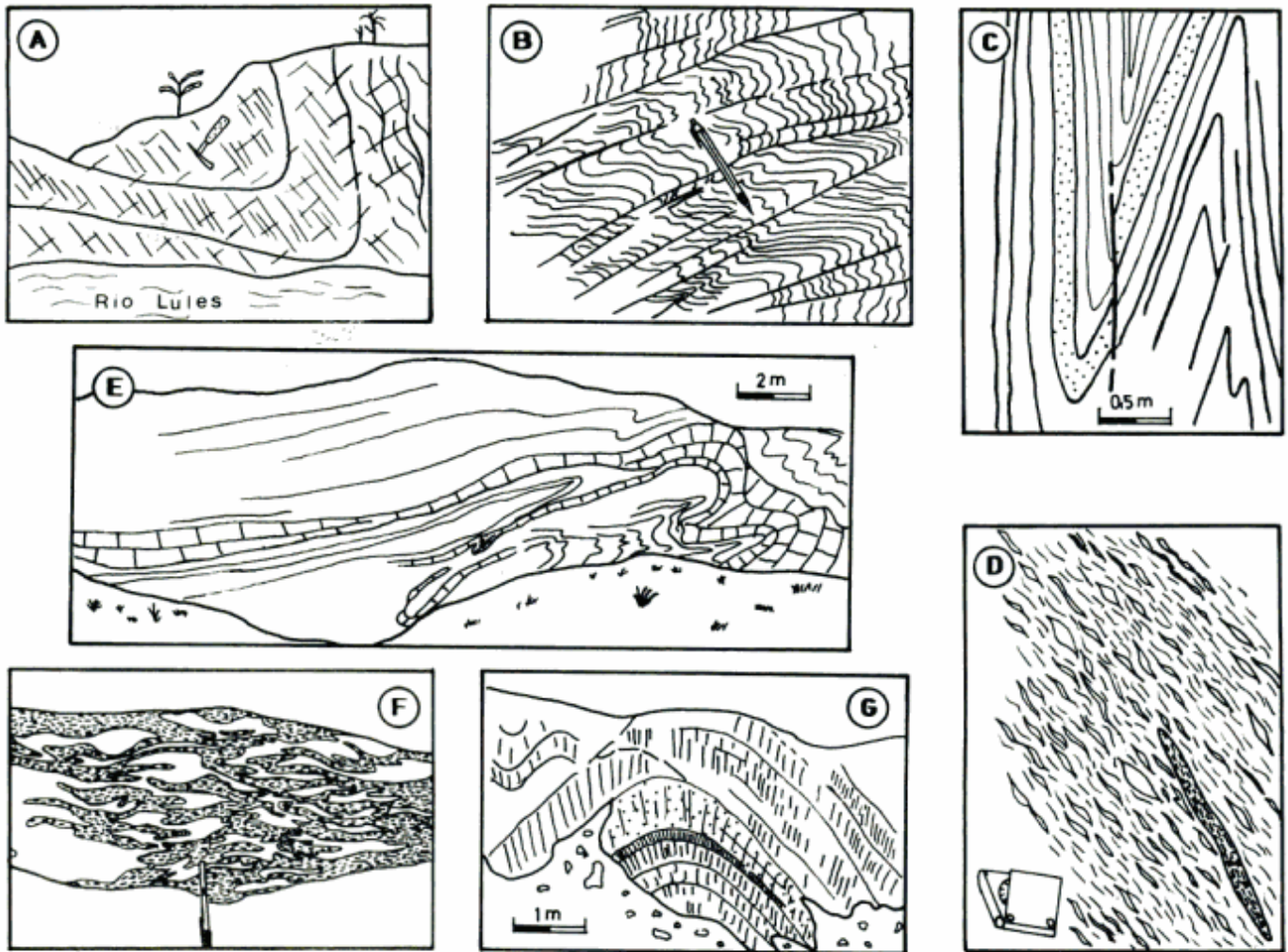
paleozoica se encuentran en el extremo norte de la sierra de Cobres (Schwab 1973; Salfity *et al.* 1984). Hacia el sur de 24°S, a partir de la sierra de Cobres, el basamento cristalino está ampliamente cabalgado hacia el oeste sobre las sedimentitas ordovícicas que componen el cinturón oclóyico afectadas por un plegamiento vergente hacia el oeste con desarrollo de clivaje de plano axial (Mon y Hongn 1988; 1991).

Regionalmente se observa que el cinturón de sedimentitas paleozoicas inferiores que se adosa al borde occidental del núcleo cristalino trunca con rumbo NNE-SSO a los cinturones que lo componen (Fig. 4). Mientras en el extremo norte las secuencias paleozoicas están en contacto con el cinturón Lules-Puncoviscana, en el extremo sur están en contacto con el cinturón de El Peñón, biselando a todas las unidades intermedias. Esta truncación sería una evidencia más de la importancia de la discordancia relacionada a la fase Tilcárica de la orogénesis Panamericana.

El magmatismo asociado al cinturón Oclóyico se emplazó también en los complejos proterozoicos que lo marginan tanto hacia el este como hacia el oeste (metamorfitas precámbricas de Antofalla). Esta situación hace que frecuentemente sea difícil separar a los granitoides oclóyicos de los relacionados a la evolución del orógeno Panamericano.

### Discusión y consideraciones regionales

El núcleo cristalino proterozoico superior está constituido por segmentos de un complejo orógeno Panamericano producido por la colisión continental entre terrenos afines al macizo de Arequipa y terrenos asociados al cratón del río de la Plata (Ramos 1988). Participan de él varios cinturones orogénicos corridos y apilados hacia el este además de entidades como el cinturón de El Peñón que pertenece al zócalo más antiguo. Estos cinturones tectónicamente independientes evolucionaron probablemente a partir de cuencas diferentes a lo largo de un tiempo prolongado difícilmente determinable; es posible que este lapso sea del orden de los 1000 m.a. según la información radimétrica que marca un episodio de aproximadamente 1800 Ma (Rapela *et al.* 1992). La orogénesis Panamericana sobreimpresió sus edades isotópicas obliterando y rejuveneciendo las impresiones isotópicas anteriores. La evolución tectónica principal del núcleo cristalino finalizó con la fase Tilcárica de los movimientos panamericanos antes del depósito de las secuencias cámbricas que lo cubren discordantemente (Grupo Mesón de la Cordillera Oriental y calizas cambro-ordovícicas de la Precordillera). Entre ambos eventos hubo intensa denudación y peneplanización. Entre las áreas cubiertas por secuencias paleozoicas inferiores y las desprovistas de esta cobertura hay continuidad geológico-estructural.



**Figura 4:** Diagramas a escala de afloramiento con las estructuras características de las entidades proterozoicas y el orógeno Oclóyico. **A.** Pliegues del cinturón Lules-Puncoviscana, río Lules. **B.** Estructura de los esquistos bandeados, río Los Sosa. **C.** Pliegues del cinturón de Choromoro, río Choromoro. **D y F.** Estructuras de las zonas de cizalla oclóyica que afectan a granitos más antiguos, borde oriental de la Puna, salar de Diablillos. **E.** Cinturón de El Peñón al sur del pueblo del mismo nombre. **G.** Pliegues oclóyicos con sus abanicos de clivaje, cordón de El Gallego (Puna de Salta).

Frecuentemente tanto los esquistos de bajo grado del borde oriental, representados por los cinturones de Lules y Choromoro, como las otras entidades que componen el núcleo cristalino proterozoico, han sido atribuidos indiscriminadamente a la Formación Puncoviscana definida por Turner (1960). De acuerdo con nuestras observaciones la Formación Puncoviscana forma parte del cinturón de Lules y sólo sería correlacionable con las leptometamorfitas que integran este cinturón (Mon y Hongn 1988). La complejidad geológico-estructural del zócalo proterozoico descrita más arriba impide aceptar los modelos que atribuyen todo el basamento cristalino del norte argentino a la Formación Puncoviscana y a sus supuestos equivalentes laterales que habrían evolucionado a partir de la "cuenca de Puncoviscana" (p. ej. Miller 1984; Jezek *et al.* 1985; Dalla Salda *et al.* 1993; Omarini y Sureda 1993; Ramos *et al.* 1993; Dalziel *et al.* 1994). Las

diferencias litológicas, estructurales y geocronológicas entre algunos de los cinturones, por ejemplo entre los cinturones de El Peñón y Laguna Blanca, son suficientemente marcadas como para establecer correlaciones entre estas unidades. La elevación del núcleo cristalino como elemento positivo se inicia con los movimientos proto-oclóyicos, probablemente durante el Cámbrico.

De acuerdo con las características de las secuencias cámbricas (Grupo Mesón de la Cordillera Oriental, calizas de la Precordillera) el Cámbrico fue un período de relativa calma tectónica con la formación de cuencas intracratónicas y pericratónicas (Sánchez 1994).

Las deformaciones paleozoicas más notables se restringen a los cinturones oclóyico y chánico, situados al oeste del núcleo proterozoico. Allí las deformaciones paleozoicas están documentadas temporal y espacialmente, advirtiéndose también que éstas disminuyen



gradualmente hacia el este. El cinturón chánico está fuera del área considerada, bordeando la costa del Pacífico (Bahlburg *et al.* 1987; Mon y Hongn 1991; Mon 1993b).

La influencia de la fase Irúyica que habría producido cambios eustáticos de primer nivel (Moya *et al.* 1994) no tiene una expresión nítida en estos cinturones plegados.

Durante el Paleozoico el núcleo proterozoico no sufrió deformaciones capaces de inducir estructuras penetrativas distribuidas regionalmente (Mon y Hongn 1991; Demange *et al.* 1993). Los eventos tectónicos paleozoicos produjeron en las unidades precámbricas fajas de deformación dúctil (Demange *et al.* 1993; Hongn 1995) y frágil (Mon 1993a). Las fajas de cizalla dúctil generalmente están asociadas con plutones y cortan discordantemente a la estructura de las metamorfitas como se observa en la sierra de la Laguna Blanca (Figs. 3D y 3F) y en ciertas áreas de la margen occidental de los valles Calchaquíes, por ejemplo en las inmediaciones del granito de Brealito y hacia el oeste de Angastaco. Las fajas de cizalla dúctil paleozoicas son más significativas en el borde oriental de la Puna que en la Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas Septentrionales.

Los esquemas que admiten deformaciones penetrativas paleozoicas distribuidas regionalmente dentro del basamento del Cratógeno Central se basan en determinaciones isotópicas. Muchas de estas dataciones, especialmente las obtenidas por métodos K/Ar y Rb/Sr, quizá reflejen la actividad tectónica y metamórfica asociada a las fajas de cizalla dúctil que afectan localmente al basamento y rejuvenecimientos isotópicos relacionados a eventos térmicos tales como los mencionados por Bachmann y Grauert (1987). Es necesario tener en cuenta que en algunos casos las fajas de cizalla dúctil se generaron en condiciones metamórficas de mediano a alto grado, por ejemplo las que se detectan en el borde sudoriental de la Puna (Rossello y Le Corre 1989) y en las inmediaciones del salar de Diablillos, hecho que seguramente produjo la apertura de los sistemas radiogénicos. Por otra parte las edades como las obtenidas por Bachmann y Grauert (1987) sobre granates poscinemáticos no están de acuerdo con la posibilidad de deformaciones y metamorfismos paleozoicos, especialmente ordovícicos. Las edades U/Pb de 515 Ma de la gabronorita de Fiambalá (Grissom *et al.* 1991) y Rb/Sr de 507±13 Ma del granito Cafayate (Miller *et al.* 1991) agregan nuevos interrogantes sobre la interpretación de los eventos magmáticos y tectono-metamórficos que afectaron al zócalo cristalino. De acuerdo con Rapela (1977) el granito Cafayate es sincinemático con el evento tectónico y metamórfico que origina los esquistos y gneises de la sierra de Quilmes. Willner (1990) le asigna a este evento una edad de 460 Ma, que no estaría de acuerdo con la datación de 507 Ma (Miller *et al.* 1991). Desde un punto de vista estrictamente geocronológico las edades de la gabronorita Fiambalá y del granito Cafayate son más próximas a las que proporcionan los granitos de Cañaní

y Tastil (Bachmann *et al.* 1987) que a las atribuidas al magmatismo famatiniano.

Como consideración de orden general, es llamativo el hecho de que gran parte de los intrusivos fueron relacionados, en base a información isotópica, a los orógenos paleozoicos que produjeron deformaciones y acortamientos relativamente modestos frente a los registrados, en niveles corticales similares, del Proterozoico. Significaría que la orogénesis oclóyica, cuya intensidad es indiscutiblemente menor a la Panamericana, habría producido una actividad magmática mucho mayor que la de ésta. Además las manifestaciones magmáticas atribuidas al Paleozoico se desarrollan principalmente en el zócalo proterozoico, relativamente alejados de los cinturones plegados de esa edad. Esta aparente contradicción abre otro interrogante sobre el significado real de los valores isotópicos que arrojan los componentes del basamento cristalino tanto en sus facies metamórficas como ígneas. Además, considerando que la mayor parte de los datos "proviene de estudios de reconocimiento geocronológico y no de detallados estudios petrológicos" (Rapela *et al.* 1992, p. 25), es evidente que existen argumentos suficientes para revisar los modelos geotectónicos basados preponderantemente en dataciones radimétricas que proponen procesos magmáticos y tectonometamórficos paleozoicos como agentes principales en el modelado de los caracteres internos del basamento precámbrico. Los datos radimétricos paleozoicos en el basamento seguramente señalan un evento de esa edad pero su conexión con estructuras cartografiables y de distribución regional reconocida aún no ha sido establecida.

Las deformaciones y metamorfismos paleozoicos, postulados en base a datos isotópicos en el zócalo cristalino, fueron incluidos en el llamado "Ciclo Famatiniano" (Aceñolaza y Toselli 1976; Miller 1984; Willner 1990).

Relacionado al ciclo Famatiniano surgió el concepto del orógeno Famatiniano (Dalla Salda *et al.* 1993), cinturón colisional que incluye terrenos polideformados del basamento cristalino, granitos proterozoicos y paleozoicos inferiores, secuencias cámbricas y ordovícicas no deformadas, secuencias cámbricas y ordovícicas deformadas por la orogénesis Oclóyica. La discordancia angular que separa a las secuencias cámbricas que se superponen al basamento cristalino proterozoico no ha sido objeto de consideraciones explícitas dentro de la definición de este orógeno; esta discordancia está relacionada a la deformación más intensa registrada en los niveles precámbricos y paleozoicos aflorantes al norte del paralelo 28° S. De manera que dentro de lo que se denomina orógeno Famatiniano se incluyen elementos que corresponden a dos orógenos distintos que obedecen a ciclos distróficos mayores (Panamericano y Oclóyico) con una diferencia de edad que como mínimo supera los 100 Ma. De acuerdo con estos hechos no parece que el concepto "Orógeno Famatiniano" resulte apropiado para describir la estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior de esta parte de los Andes Centrales.



Por otra parte el orógeno Famatiniano fue atribuido al extremo austral de una cadena paleozoica inferior extendida a lo largo de todo el borde occidental de América del Sur (Dalla Salda *et al.* 1992, 1993; Dalziel *et al.* 1994). En relación a este concepto cabe emitir algunas precisiones: el orógeno Oclóyico compuesto por las secuencias cámbricas y ordovícicas de los cinturones plegados de la Precordillera y la Puna se atenúa al norte del paralelo 20° S donde el pasaje entre las secuencias ordovícicas y silúrico-devónicas en Bolivia y Perú es concordante (Audebaud *et al.* 1976; Dalmayrac *et al.* 1980; Sempere *et al.* 1988) o está indicado por una discordancia que se observa regionalmente (Suárez Soruco 1992; Gohrbandt 1992), es decir que la deformación oclóyica fue sensiblemente menor allí que en la Puna argentina y en el sur del Altiplano de Bolivia, dado que no generó fajas con deformación penetrativa. Además al norte de los 22° S el núcleo cristalino se hunde por debajo de las secuencias paleozoicas sin o con escasa deformación oclóyica. Las deformaciones caledónicas reaparecen recién en los Andes de Colombia (Fig. 5), donde se produjo la acreción de un terreno alóctono en el límite Silúrico-Devónico (Forero

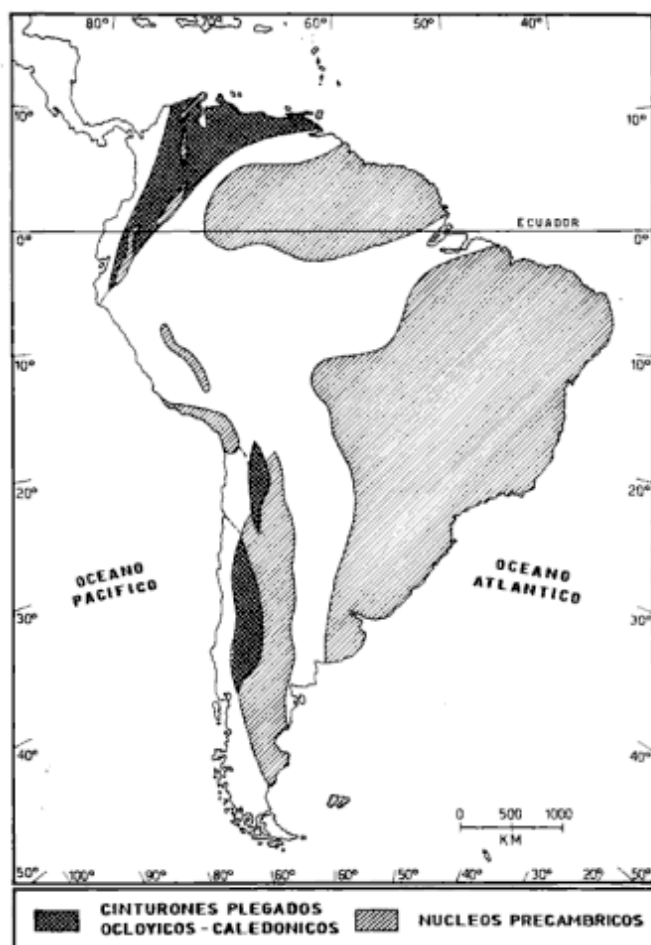


Figura 5: Los cinturones de deformación eopaleozoica y algunos de los núcleos precámbricos de América del Sur.

Suárez 1990). Según estas observaciones, la existencia de un cinturón continuo de intensa deformación paleozoica inferior a lo largo de todo el borde de América del Sur no puede ser confirmada.

De acuerdo con estos conceptos la colisión entre Laurentia y Gondwana (Dalla Salda *et al.* 1993; Dalziel *et al.* 1994) responsable del orógeno Famatiniano habría producido sobre el margen del Gondwana efectos mucho más moderados que los que describen estos autores (Fig. 5). Quizá esta colisión no haya ocurrido entre Laurentia y Gondwana sino entre "terranes" desprendidos de Laurentia y Gondwana.

### Conclusiones

El basamento Proterozoico y Paleozoico inferior del norte argentino está constituido por dos cinturones orogénicos mayores producidos por colisión continental: el orógeno Panamericano que completó su prolongada evolución en las proximidades del límite Cámbrico-Precámbrico y el orógeno Oclóyico del Ordovícico superior-Silúrico. La separación de las estructuras que pertenecen a uno y otro orógeno es nítida en las facies metamórficas y sedimentarias. Queda aún una importante tarea a realizar para separar las manifestaciones eruptivas que han acompañado a cada uno de estos grandes cinturones orogénicos.

### Agradecimientos

El presente trabajo pudo realizarse gracias al apoyo material del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de las Universidades Nacionales de Tucumán y Salta. Los autores dejan constancia de su agradecimiento a los árbitros, V. Ramos y P. Kraemer, cuyas valiosas sugerencias contribuyeron a enriquecer este trabajo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. *Memorias del 2º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 755-764. Caracas.
- Audebaud, E., Laubacher, G. y Marrocco, R., 1976. Coupe géologique des Andes du sud Pérou de l'Océan Pacifique au bouclier Brésilien. *Geologische Rundschau*, 65(1): 223-264. Stuttgart.
- Bachmann, G. y Grauert, B., 1987. Datación del metamorfismo basado en el análisis Rb/Sr en perfiles de pequeña sección de metasedimentos polimetamórficos en el noroeste argentino. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino* 3.: 17-20. Tucumán.
- Bachmann, G., Grauert, B. y Miller, H., 1986. Isotopic dating of polymetamorphic metasediments from Northwest Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(9/10): 1257-1268. Stuttgart.
- Bachmann, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H., 1987. El magmatismo del Cámbrico medio-Cámbrico superior en el basamento del Noroeste Argentino: investigaciones isotópicas

- y geocronológicas sobre granitoides de los complejos intrusivos Santa Rosa de Tastil y Cañaní. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 125-127. Tucumán.
- Baeza, L. y Pichowiak, S., 1988. Ancient crystalline basement provinces in the North Chilean Central Andes-Relics of continental crust development since the mid Proterozoic. En: Bahlburg, H., Breitkreuz, C. y Giese, P. (Eds.): *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 3-24.
- Bahlburg, H., Breitkreuz, C. y Zeil, W., 1987. Paleozoic basement developing in Northern Chile (21°-27°). *Geologische Rundschau*, 76: 633-646. Stuttgart.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Review*, 18: 303-332. Amsterdam.
- Cordani, U., Omarini, R., Vancini, K.R. y Petronilho, L., 1990. Geocronología Rb/Sr y K/Ar del complejo granítico Santa Rosa de Tastil y de la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 239-242. San Juan.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20: 616-620.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C. y Varela, R., 1993. A Precambrian tectonic model in the evolution of southern South America. *Comptes Rendus 12º International Congress Carboniferous-Permian*, 1: 371-384. Buenos Aires.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Maroco, R., Martínez, C. y Tomasi, P., 1980. La Chaîne hercynienne d'Amérique du sud et evolution d'un orogène intracratonique. *Geologische Rundschau*, 69(1): 1-21. Stuttgart.
- Dalziel, W.D.I., Dalla Salda, L.H. y Gahagan, L.M., 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 243-252.
- Demange, M., Baldo, E.G. y Martino, R. D., 1993. Structural evolution of the sierras de Córdoba. 2nd International Symposium Andean Geodynamics, 1: 513-516.
- Forero Suárez, A., 1990. The basement of the eastern Cordillera Colombia: an allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 141-151.
- Galliski, M.A., 1983. Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta; I- El basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38: 209-224.
- García, J. A., 1988. Estudio estructural y geotécnico de la faja Tafi del Valle-Anfama-El Siambón, prov. de Tucumán. Seminario Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 61p. (inédito).
- González, O., 1984. Las ignimbritas "Ojo de Ratones" y sus relaciones regionales. Provincia de Salta. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 206-220. Buenos Aires.
- González, O., 1985. Geología de la serranía Agua de las Palomas y el Cerro Bayo, departamento Antofagasta de la Sierra, prov. de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana*, 1: 325-332. Tucumán.
- González, O. E., Hongn, F. D. y Mon, R., 1992. Estructura de la sierra Laguna Blanca y zonas aledañas, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 299-308.
- González, R., Cabrera, M., Castellote, P., Omil, M., Bortolotti, P., Moyano, R. y Ojeda, J., 1985. Esquematisación de la ubicación espacial y temporal de la eruptividad de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, República Argentina. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 3: 138-150. Antofagasta.
- González Bonorino, F., 1951. Descripción geológica de la Hoja 12 g, Aconquija, Catamarca-Tucumán. Dirección Nacional de Minería, Boletín, 75: 1-50. Buenos Aires.
- Gohrbandt, K.H.A., 1992. Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: Their importance to hydrocarbon accumulation. *Journal of South American Earth Sciences*, 6: 267-287.
- Grissom, G. C., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arc: sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. *Phylosophical Doctoral Thesis*. Stanford University, 262 p. (inédito).
- Grissom, G.C., De Bari, S.M., Page, S.P., Page, R.F., Villar, L.M., Coleman, R.G. y Ramírez, M.V. de, 1991. The deep crust of an early Paleozoic arc; The Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265, pp. 189-200. Boulder, Colorado.
- Harrington, H., 1975. South America. En: Fairbridge, R. (Ed): *The encyclopedia of World regional Geology*, 1: 456-465. Reinhold Book Co. New York.
- Hongn, F.D., 1992. Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna. Tesis Universidad Nacional de Salta, 228 p. (inédito).
- Hongn, F. D., 1995. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 256-268.
- Jezek, P., Willner, A., Aceñolaza, F. y Miller, H., 1985. The Puncoviscana trough: a large basin of late Precambrian to early Cambrian on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau*, 73(3): 573-584.
- Krioka, M., 1988. Estructuras del basamento del macizo Alto de la Totorá y zonas aledañas, Tucumán. Seminario Facultad Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 60 p. (inédito).
- Lazarte, J. E., 1992. La Formación Chango Real, ejemplo de magmatismo paleozoico (Cámbrico?) en Sierras Pampeanas, NW de la República Argentina, Aspectos petrológicos y geoquímicos. En: Rábano, I. y Gutiérrez Marco, J. C. (Eds.): *Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura, Universidad de Extremadura, 1, Resúmenes: 39. Mérida.
- Le Corre, C.A. y Rosello, E. A., 1994. Kinematics of early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 301-308.
- Lork, A. y Bahlburg, H., 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the faja eruptiva de la Puna oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 1-6. Buenos Aires.
- Marini, O., 1989. Estudio estructural a lo largo del río Los Sosa, Tucumán, Argentina. Seminario Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 73 p. (Inédito).
- Miller, C.F., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J. y Toselli, A., 1991. Génesis de los granitoides paleozoicos peraluminosos, áreas Tafi del Valle y Cafayate, Sierra Pampeanas, Argentina. *Resúmenes Ampliados, 6º Congreso Geológico Chileno*, pp. 36-39. Viña del Mar.
- Miller, H., 1984. Orogenic development of the Argentinian-Chilean Andes during Paleozoic. *Journal of the Geological Society*, 141(5): 885-892.
- Mon, R., 1993a. Influencia de la orogénesis oclóica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el noroeste argentino. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 65-71. Buenos Aires.
- Mon, R. 1993b. Paleozoic tectonic evolution of the Central Andes in northern Argentina and Chile. 2nd International Symposium Andean Geodynamics, 1: 539-542. Oxford.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del Norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(1): 124-127.

- Mon, R. y Hongn, F.D., 1989. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 338-342.
- Mon, R. y Hongn, F.D., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau*, 80(3): 745-758.
- Montes, S.M., 1987. Estudio geológico estructural de la quebrada del río Lules, Tucumán. Seminario Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán: 52 p. (inédito).
- Moya, M. C., Malanca, S., Monteros, J. A. y Cuerda, A., 1994. Bioestratigrafía del Ordovícico Inferior en la Cordillera Oriental argentina basada en graptolitos. *Revista Española de Paleontología*, 9(1): 91-104.
- Omarini, R.H. y Sureda, R.J., 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica de los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: modelos alternativos y problemas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 291-307, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History. *Episodes*, 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Mahlburg-Kay, S y Mc Donough, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas occidentales: la sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 343-357, Buenos Aires.
- Rapela, C., 1977. Las rocas granitoides de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(4): 260-278.
- Rapela, C.W., Toselli, A.J., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90. Boulder, Colorado.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, pp. 21-67. Mérida.
- Rasmuss, J., 1918. La sierra de Aconquija. Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, *Physis*: 47-69. Buenos Aires.
- Rossello, E. y Le Corre, C., 1989. Evidencias cinemáticas de una tectónica cabalgante paleozoica inferior en el sector central de la Faja Eruptiva Oriental, Catamarca, Argentina. *Actas de la Primera Reunión de Geotransectas de América del Sur*, 1: 185-189.
- Rossello, E. A., Le Corre, C., Gapais, D. y Cobbold, P., 1991. La cinemática precarbonífera del noroeste argentino a partir del análisis de criterios de deformación dúctil en rocas granitoides y metamórficas. *Universidad Nacional de Chile, 5<sup>th</sup> International Circumpacific Terrane Conference*, Comunicaciones, 42: 205-206. Santiago.
- Rossi de Toselli, J., Toselli, A., Indri, D., Saavedra, J. y Pellitero, E., 1985. Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminicos de las Sierras Pampeanas: El problema de los granitos cordieríticos. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16(1-4): 55-64.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1975. Descripción geológica de la Hoja 12 c, Laguna Helada (provincia de Catamarca). *Servicio Geológico Nacional Boletín*, 146: 1-55.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 139-183. Córdoba.
- Saavedra, J., Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Rapela, C., 1987. Role of the tectonic and fractional crystallization in the origin of Lower Paleozoic epidote bearing granitoids of northwestern Argentina. *Geology*, 15: 709-713.
- Salfity, J., Malanca, S., Brandán, E., Monaldi, C. y Moya, C., 1984. La fase Guandacol (Ordovícico) en el norte argentino. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino* 1: 555-567. Buenos Aires.
- Sánchez, C., 1994. El Grupo Mesón (Cámbrico) en el tramo austral de la Cordillera Oriental Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Salta, 248 p. (inédito)
- Schwab, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW Argentina). *Geotektonische Forschung* 43: 1-168.
- Sempere, T., Herail, G. y Oller, J., 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del oroclino boliviano. *Actas 5° Congreso Geológico Chileno* 1(A): 127-142. Santiago
- Sparks, F., Francis, P., Honer, R., Pankhurst, P., O'Callaghan, L., Thorpe, L. y Page, R., 1985. Ignimbrites of the cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 205-248.
- Suárez Soruco, R., 1992. El Paleozoico inferior de Bolivia y Perú. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, J. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, pp. 225-239. Mérida.
- Toselli, A. y Rossi de Toselli, J., 1985. Metamorfismo de las cumbres Calchaquíes. II Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafi del Valle, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3-4): 262-275.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Rapela, C., 1978. El basamento metamórfico de la sierra de Quilmes, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(2): 105-121.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 41(2): 163-196. Córdoba.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi (provincia de Salta). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 99: 1-78. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca (prov. de Catamarca). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 142: 1-85. Buenos Aires.
- Villar, L. y Coleman, R., 1987. Reinterpretación geológica de la faja ultrabásica y el bloque de alto grado de metamorfismo, sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4): 410-413. Buenos Aires.
- Willner, A. P., 1990. División tectono-metamórfica del basamento del noroeste argentino. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (Eds): *El ciclo Pampeano en el noroeste argentino*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 4: 113-160. Tucumán.

**Recibido:** 27 de diciembre, 1994

**Aceptado:** 11 de diciembre, 1995



# El magmatismo jurásico (caloviano? - oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales

Jorge L. COBIELLA-REGUERA

*Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río, Martí 270. Pinar del Río, Cuba.*

**ABSTRACT.** *Jurassic (Callovian?- Oxfordian) magmatism of western Cuba: environment of formation and regional implications.* Basaltic flows and mafic intrusions in the Jurassic deposits of the northamerican passive paleomargin in the Guaniguanico mountains (western Cuba) are particularly abundant in sierra del Rosario where El Sábalo Fm. (Callovian?-Oxfordian) is composed of these rocks. Similar lithologies occur at the same stratigraphical level, dominantly in the Cangre belt and in northwestern Pinar del Río province. An analogous situation is present in the Escambray massif of central Cuba where La Chispa Fm., a Jurassic palaeomargin deposit, contains greenschist intercalations derived from mafic rocks. At Cabo Catoche, southeastern Gulf of Mexico, not far from Cuba, diabase dykes, with radiometric ages of 163 and 165 Ma intrude thin continental crust. All these phenomena can be related to the effects of Pangea fragmentation in the Gulf of Mexico-Caribbean region. Three epochs of basic magmatism related to dispersal of Pangea can be distinguished. The first, Late Triassic-Early Jurassic, is linked to the genesis of continental rifts. The second, Callovian-Oxfordian and the third, Tithonian-Early Cretaceous, are igneous events in the young continental margin. The Cuban ophiolites possibly also began to form in the Late Jurassic, as a result of this general continental break up, although the process of oceanic lithosphere building could have lasted until the Early Cretaceous.

## Introducción

El magmatismo básico jurásico asociado al margen continental divergente mesocenoico de Cuba septentrional es un evento geológico sobre el cual es muy escasa la información en la literatura (Iturralde-Vinent 1988c, Pszczolkowski y Albear 1983, Cobiella-Reguera 1992). Las más importantes manifestaciones de este fenómeno se presentan en Cuba occidental.

En recientes reconstrucciones paleogeográficas y modelos evolutivos del golfo de México realizados por autores no familiarizados con la geología de Cuba, los datos sobre Cuba occidental han sido total o casi totalmente ignorados (Pindell 1985, Salvador 1987). En otros casos se ha tenido en cuenta esa información, pero no se disponía entonces de datos precisos sobre la edad y extensión del magmatismo máfico jurásico (Iturralde-Vinent 1988c, Pszczolkowski 1987).

A partir de 1988 el autor ha trabajado en la sierra de Rosario (Fig. 1) y ha podido estudiar excelentes afloramientos de rocas máficas jurásicas. Parte de los resultados obtenidos se encuentran en dos artículos (Cobiella-Reguera 1992, Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa). Incentivado por estos primeros hallazgos en torno a dichos fenómenos el autor realizó una indagación en la literatura sobre otras áreas de Cuba occidental y más tarde sobre el resto de Cuba y territorios cercanos, buscando evidencias de eventos similares. El artículo contiene los resultados de esta búsqueda así como especulaciones sobre el papel e importancia del evento magmático jurásico en la evolución geológica regional.

Este trabajo se limita al estudio del magmatismo máfico y, por tanto, no incluye a los granitos jurásicos del norte de Cuba central (Pszczolkowski 1986, Renné *et al.* 1989).

## Geología de la Cordillera de Guaniguanico

El territorio de Cuba forma parte de la placa norteamericana. A lo largo de buena parte del norte de Cuba se presenta una faja de rocas mesocenoicas acumuladas en el paleomargen continental divergente (pasivo) de la América del Norte entre el Jurásico y el Eoceno temprano (Fig. 1), deformadas durante los eventos tectónicos de fines del Cretácico y Paleógeno. Cuba occidental contiene en la cordillera de Guaniguanico los más extensos afloramientos de dicho margen (Figs. 2 y 3). Por el sur, las secuencias de Guaniguanico son cortadas por la falla Pinar que las separa de la cuenca Los Palacios, rellena en buena medida por los productos de la erosión de las montañas situadas al norte. La falla Pinar es una dislocación tectónica de larga duración y posibles cambios en la naturaleza de los movimientos según ella.

La columna estratigráfica del margen continental en Cuba occidental (provincia de Pinar del Río) se inicia con la Fm. San Cayetano (Fig. 4), secuencia terrígena constituida por areniscas cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, argilitas y limolitas, con escasas intercalaciones de calizas hacia su techo.

La unidad tiene un espesor considerable, aunque imposible de precisar. Las capas más altas son oxfordianas (Pszczolkowski 1978). La Fm. San Cayetano es un depó-

sito deltaico complejo, acumulado en múltiples paleoambientes (Haczewski 1976, 1987), que van de continental a hemipelágico, incluyendo abanicos submarinos. Hacia la parte alta de la formación se presentan intercalaciones de mafitas en el noroeste de Pinar del Río (zona Esperanza).

En la sierra de los Organos (Fig. 3), la Fm. San Cayetano es cubierta concordantemente por los depósitos carbonatados-terrágenos de la Fm. Jagua (Pardo 1975, Pszczolkowski 1978) del Oxfordiano medio-superior, la cual es cubierta, también concordantemente, por los sedimentos calcáreos someros del Mb. San Vicente (Oxfordiano superior?-Tithoniano inferior) de la Fm. Guasasa. Sobre estas capas se disponen los sedimentos mayormente calcáreos, pero de aguas más profundas, de la parte alta de dicha formación y de la Fm. Pons, que comprenden hasta finales del Cretácico Inferior o inicios del Cretácico Superior.

Posiblemente una discordancia separa a estas capas de las de la Fm. Peñas del Cretácico Superior alto, la cual también yace discordante bajo la Fm. Ancón (calizas de aguas profundas) del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior? El corte de la sierra de los Organos culmina con los sedimentos terrígenos (mayormente olistostromas severamente tectonizados de la Fm. Manacas (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior) (Fig. 4).

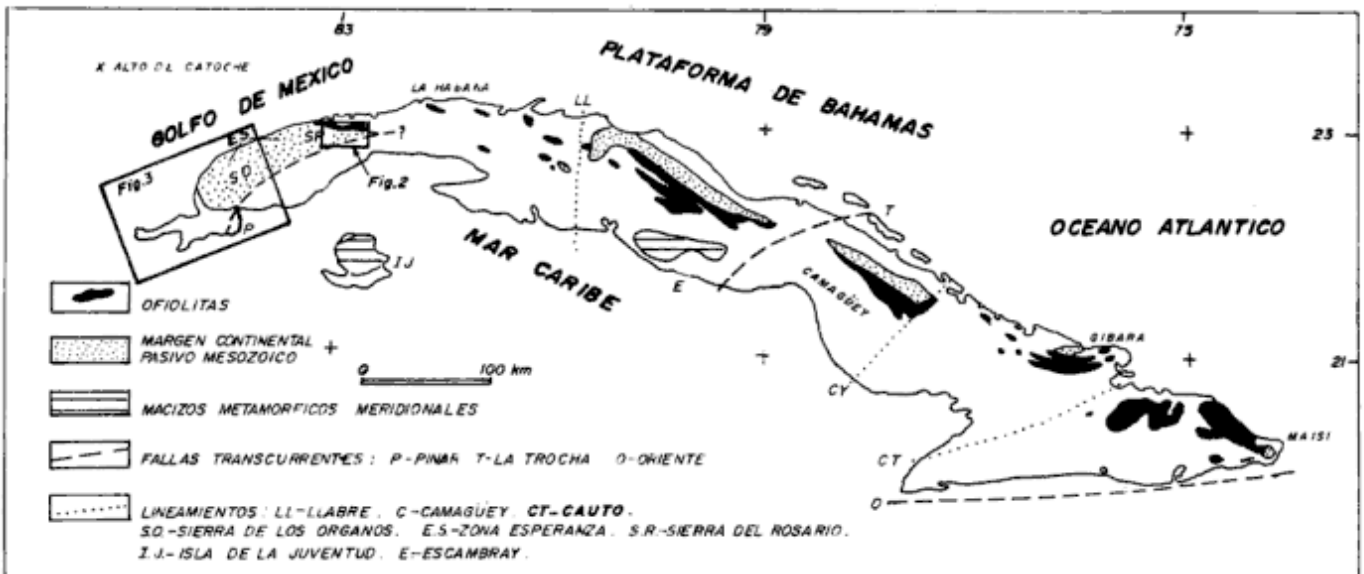
En la sierra del Rosario (Figs. 2 y 5) el corte que se dispone sobre la Fm. San Cayetano (Fig. 4) varía en diferentes *nappes*. En aquéllos que ocupan una posición más meridional (y naturalmente más baja), la Fm. San Cayetano es cubierta concordantemente por los sedimentos principalmente calcáreos, profundos, de la Fm. Artemisa (Pszczolkowski 1978) de edad oxfordiana-berriasiana, en tanto que en los *nappes* situados hacia la

parte central de la sierra, por debajo de la Fm. Artemisa se dispone la secuencia de mafitas con intercalaciones sedimentarias de la Fm. El Sábalo, que alcanza un máximo de varios cientos de metros de espesor. Ocasionalmente entre las formaciones San Cayetano y Artemisa se disponen las capas transicionales de la Fm. Francisco (Pszczolkowski 1978).

El corte que yace sobre la Fm. Artemisa está compuesta por sedimentos de aguas cada vez más profundas entre el Berriasiano y Cenomaniano (formaciones Polier y Santa Teresa), con un ligero ascenso entre el Albiano y Cenomaniano (Fm. Carmita). Una discordancia estratigráfica parece separar los sedimentos calcáreos y silíceos de la Fm. Carmita de las capas suprayacentes de la Fm. Moreno, depósito que contiene abundantes clastos volcánicos en sus areniscas. Sobre esta última unidad yacen las brechas calcáreas de la Fm. Cacarájicara. El corte paleogénico de Guaniguanico oriental es similar al de la sierra de los Organos, pero la Fm. Ancón está pobremente representada.

La llamada zona Esperanza (Fig. 3) en el noroeste de Pinar del Río (Somin y Millán 1981, Segura *et al.* 1985) parece poseer un corte estratigráfico muy similar al de sierra del Rosario, aunque la compleja estructura, escasos afloramientos y falta de correlación entre los datos del subsuelo y superficie han dado lugar a otras interpretaciones (Segura *et al.* 1985).

El corte estratigráfico de las Alturas Pizarrosas del Norte y Sur está dominado por la Fm. San Cayetano. En el borde meridional de las Alturas Pizarrosas del Sur se dispone el llamado cinturón Cangre (Fm. Arroyo Cangre en Fig. 3), formado por varios *nappes* de metamorfitas, con un corte estratigráfico parecido, pero no idéntico al de sierra de los Organos (Figs. 3 y 4).



**Figura 1:** Distribución en superficie de algunas grandes unidades tectónicas mesocenoicas de Cuba. La cordillera de Guaniguanico comprende el paleomargen continental del extremo occidental de Cuba.

En conjunto el espesor de los depósitos del margen continental mesocenoico es del orden de los 2500-3000 m, de los cuales al menos unos 1500 m pertenecen a la Fm. San Cayetano y sus equivalentes metamorfozados.

Las secuencias de Guaniguanico fueron deformadas durante los movimientos del Paleógeno temprano, dividiéndose en numerosos nappes que se desplazaron hacia el norte y noroeste. Estructuralmente los nappes de sierra del Rosario, las Alturas del Norte y Sur y el cinturón Cangre ocupan las posiciones más elevadas de todo el gran paquete de escamas tectónicas de la cordillera, en tanto que las unidades tectónicas más profundas yacen en la sierra de los Organos. El espesor del paquete de mantos es enorme. El pozo Pinar 1, perforado en la sierra de los Organos, alcanzó los 5200 m de profundidad sin salir de los cortes característicos para dicha región, los cuales se repiten varias veces en la columna de la perforación. El pozo Dimas 1 (Fig. 3), perforado en la "zona Esperanza", halló evidencias de sobrecorrimientos a los 4000 m de profundidad (Segura *et al.* 1985).

Al norte de sierra del Rosario los nappes con rocas del margen continental distensional son cubiertos tectónicamente por ofiolitas y volcanitas cretácicas (Fig. 2). Todos estos mantos tectónicos se originaron en el Terciario temprano.

### La Formación El Sábalo

En Cuba occidental se registran varios cortes de mafitas jurásicas. El caso más notable conocido es el de la Fm. El Sábalo (Pszczolkowski y Albear 1983, Pszczolkowski 1989, 1994, Cobiella-Reguera 1992).

La Fm. El Sábalo es la unidad estratigráfica más recién reconocida en sierra del Rosario. Hasta hace pocos años su edad, posición estratigráfica y tectónica habían sido oscuras. Como Fm. El Sábalo Pszczolkowski (1989, 1994) propuso distinguir las rocas de la hasta entonces "secuencia vulcanógeno-sedimentario de la sierra del Rosario" (Pszczolkowski y Albear 1983). La unidad está constituida por diabasas y basaltos con intercalaciones de espesor variable de sedimentos carbonatados y terrígenos. Un corte muy representativo aparece en la carretera de montaña, al norte de Soroa (Fig. 6), en su localidad tipo. En este punto los cuerpos de mafitas, entre los que predominan los sills, alcanzan hasta 30 m de potencia, en tanto que las intercalaciones sedimentarias no pasan de varios metros de potencia.

Las diabasas y, en menor medida, los basaltos son las litologías predominantes. Las primeras son rocas densas, oscuras, con textura ofítica, a veces mirmequítica. Las plagioclasas son del tipo andesina-labrador ( $An_{44-52}$ ), aunque pueden llegar a andesina en algunos casos,

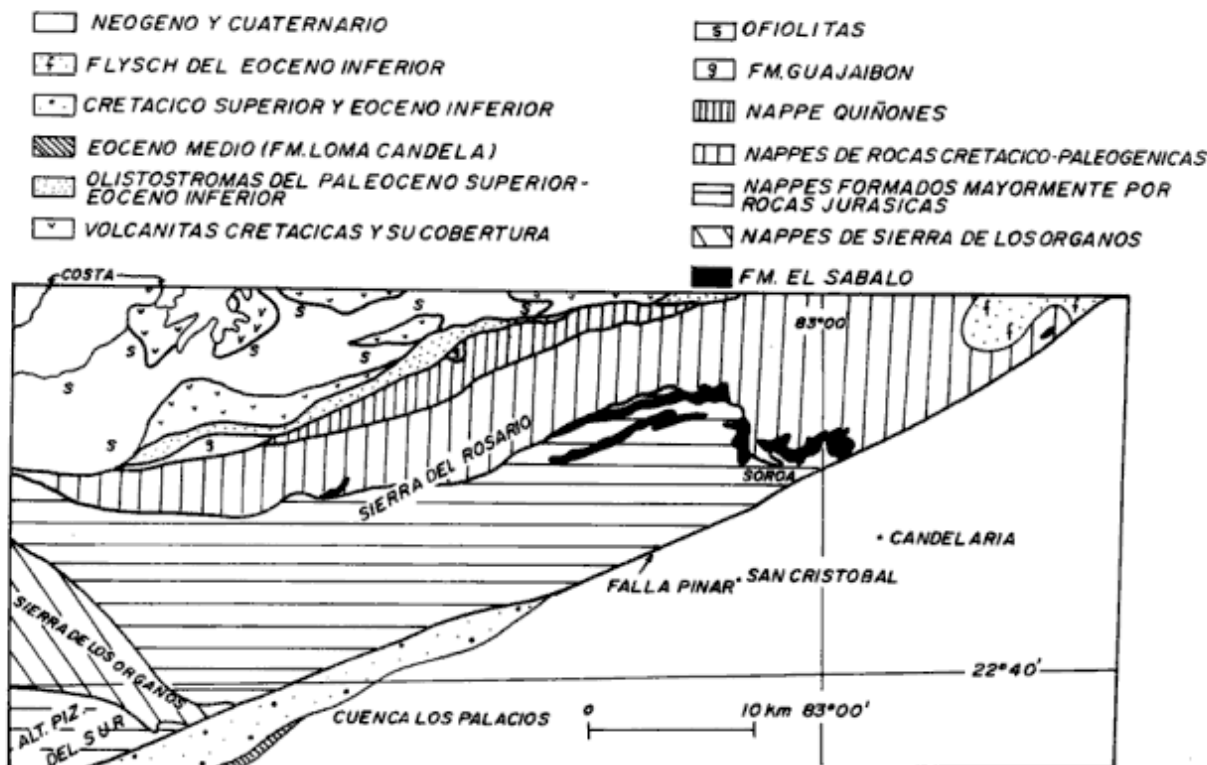


Figura 2: Esquema tectónico de la porción oriental de la cordillera de Guaniguanico. Datos tomados del mapa geológico de Cuba, escala 1: 250.000 de 1988.



posiblemente debido a procesos de albitización (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa). La augita es el máfico predominante aunque también está presente la pigeonita. Como minerales accesorios se registran la titanomagnetita y la esfena. En algunas muestras las rocas presentan diferentes procesos de alteración (prehnitización, cloritización, saussuritización, carbonatización, silicificación).

Los basaltos presentan almohadillas (*pillows*), aunque éstas aparecen también en algunas diabasas. Las plagioclasas son el mineral más abundante, llegando a formar fenocristales. El máfico más representado es la augita. Pueden presentarse amígdalas de hasta 0,3 mm. Entre las alteraciones presentes están la carbonatización, prehnitización, cloritización y epidotización (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

Los resultados de 17 análisis químicos de basaltos y diabasas se muestran en la Tabla 1. De acuerdo a la clasificación de Le Bas *et al.* (1986), las muestras pertenecen mayoritariamente al campo del basalto. Las andesitas registradas posiblemente se deban a la presencia de sílice secundaria. Estos resultados y los de los diagramas de Mc Donald y Katsura (1964) (Fig. 7a) permiten inferir una tendencia subalcalina en las muestras. En los diagramas A F M, la totalidad de las muestras pertenecen al campo tholeítico (fig. 7b), en tanto que en el diagrama de Miyashiro (1974) casi todas las muestras pertenecen a los basaltos oceánicos (Fig. 7c) (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

Las rocas sedimentarias forman un componente menor en la Fm. El Sábalo, registrándose como intercalaciones cuyo espesor fluctúa desde centímetros hasta paquetes de unos 15 m de potencia. En todos los casos los sedimentos forman lechos bien estratificados. Las rocas terrígenas finas y las calizas son las variedades de sedimentos más abundantes y todas se caracterizan por su coloración oscura (gris oscura a negra) cuando frescas, debido a la abundancia de materia orgánica y/o sulfuros de hierro finamente diseminados. Las rocas terrígenas presentan un cierto metamorfismo que permite considerarlas como metaargilitas y metalimolitas, en tanto que las calizas contienen diversas variedades: micritas, microesparitas y esparitas. La recrystalización por efecto del metamorfismo de contacto se aprecia muy bien en las calizas, en tanto que en los sedimentos terrígenos se presentan corneanas. Además de las citadas litologías aparecen con cierta frecuencia dolomitas (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

La distribución de las intercalaciones sedimentarias en la vertical muestra que hacia las partes bajas de la formación están presentes casi exclusivamente sedimentos terrígenos, en tanto que más arriba los sedimentos calcáreos ganan en importancia (Fig. 6). Este cambio en el fondo sedimentario tiene trascendencia regional, como se apreciará más adelante.

Uno de los aspectos más notables de la Fm. El Sábalo son las deformaciones sinsedimentarias (Cobiella-Reguera 1992), fenómeno que se registra en diversas

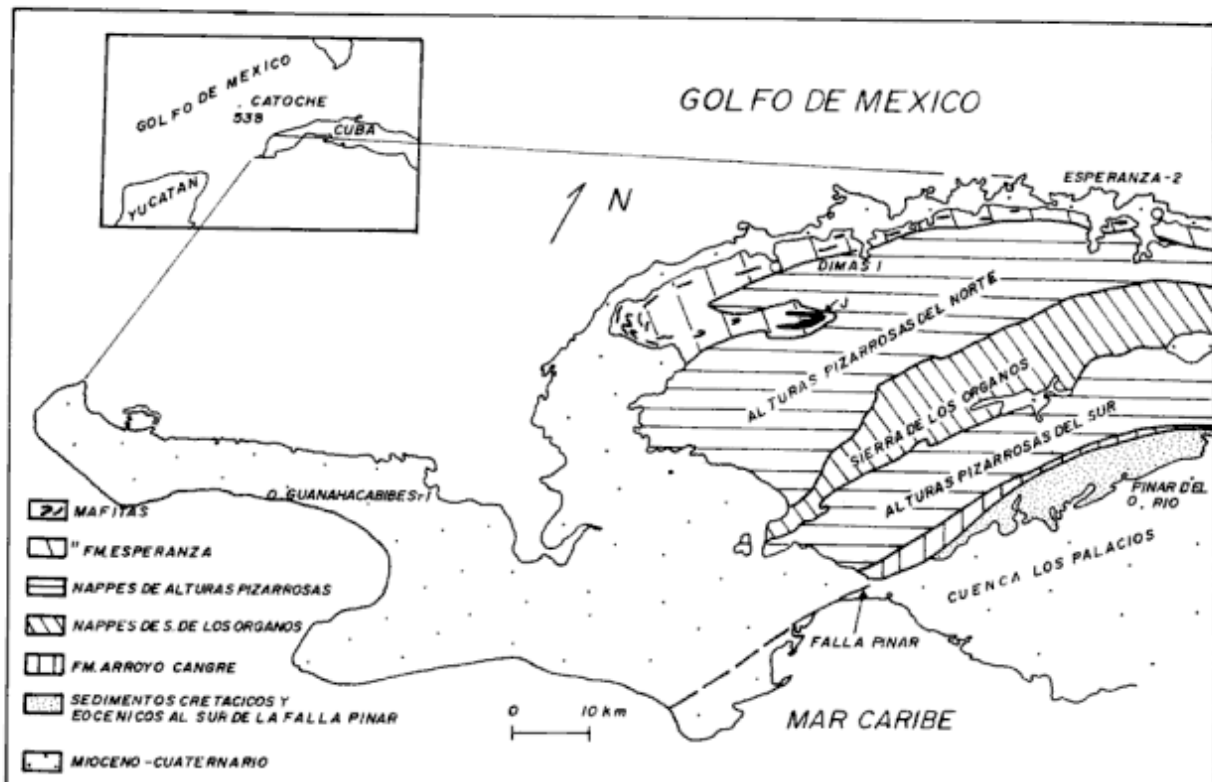


Figura 3: Esquema tectónico de la porción occidental de la cordillera de Guaniguanico. Datos tomados del mapa geológico de Cuba, escala 1: 500.000 de 1985. En el inserto se ubica el alto de catoche según Schlager y Buffler 1984.

SERIE	PISO	ALTURAS PIZARROSAS	CINTURON CANGRE	SIERRA DE LOS ORGANOS	SIERRA DEL ROSARIO	QUIÑONES	GUAJAIBON	
PALEOGENO	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>					Fm. Capdevila		
	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>							
	Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup>		Fm. Ancon		Fm. Manacas			
	Pg <sub>1</sub> <sup>1</sup>							
CRETACICO	M			Fm. Peñas		Fm. Cacarajicara	Fm. San Miguel	
	Cp					Fm. San Miguel		
	St					Fm. Moreno		
	K <sub>2</sub>	Cn						
		T						
	Cm				Fm. Carmita	Fm. Pina-lilla		
	AL						Fm. Guajaibon	
	A			Fm. Pons		Fm. Santa Teresa		
	K <sub>1</sub>	Bm						
		H					Fm. Lucas	
		V						
		Be			GUASASASA		Fm. Polier	
T				Mb. Tumbitas				
JURASICO	J <sub>3</sub>			Mb. Tumbadero		Mb. El Americano		
			Mb. San Vicente	Mb. San Vicente		Fm. Artemisa		
	J <sub>2</sub>		Fm. Jagua			Fm. Francisco	Fm. El Sabalo	
			Fm. San Cayetano	Fm. Arroyo Cangre	Fm. San Cayetano	Fm. San Cayetano		
J <sub>1</sub>								

Dib: C.R.Tremouilles

Figura 4: Tabla de correlación estratigráfica de los depósitos mesocenoicos de la cordillera de Guaniguanico.

escalas. En numerosos afloramientos fueron detectadas fallas normales sinsedimentarias, con desplazamientos a menudo centimétricos (Fig. 8), pero que pueden alcanzar más de una decena de metros. Algunos de estos planos de falla fueron medidos y su yacencia original determinada a través de la falsilla de Wulff. El número limitado de observaciones (8) no permite especulaciones sólidas, pero sugiere un rumbo principal OSO-ENE para las dislocaciones.

Los pliegues sinsedimentarios van desde milímetros a metros de amplitud. Bajo el microscopio se aprecian en las calizas plieguecillos complejamente dislocados. En ocasiones entre los sedimentos se presentan laminillas cloríticas plegadas (a veces muy meteorizadas) que parecen ser el testimonio de finas inyecciones de magma máfico entre las capillas sedimentarias. Los fenómenos

anteriores son un buen indicio de la presencia de movimientos gravitacionales según la pendiente en que se acumuló la Fm. El Sábalo. El complicado plegamiento de mafitas y sedimentos (Fig. 8) y la no extensión de las fallas normales (que desplazan los sedimentos) a los basaltos y diabasas indican que, al formarse estas estructuras, las mafitas poseían una viscosidad muy baja, que no permitía la apertura de grietas en su masa. La deformación conjunta de mafitas y sedimentos puede explicarse suponiendo que el peso de los derrames de lava, que se movían sobre un lodo parcialmente consolidado, provocó el hundimiento y mezcla del magma con los sedimentos (Cobiella-Reguera 1992) (Fig. 9).

La composición petrográfica y rasgos petroquímicos de las mafitas, conjuntamente con sus formas de yacencia, evidencia que el magmatismo de la Fm. El Sábalo es de

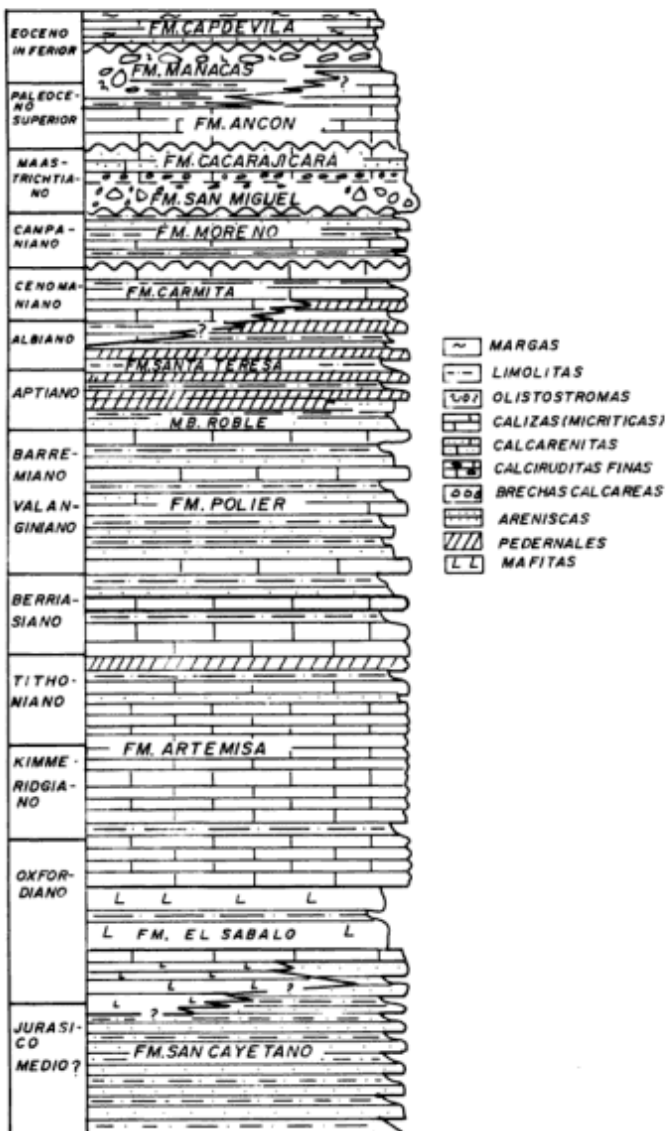


Figura 5: Columna estratigráfica de la sierra del Rosario (mitad suroriental). Sin escala.

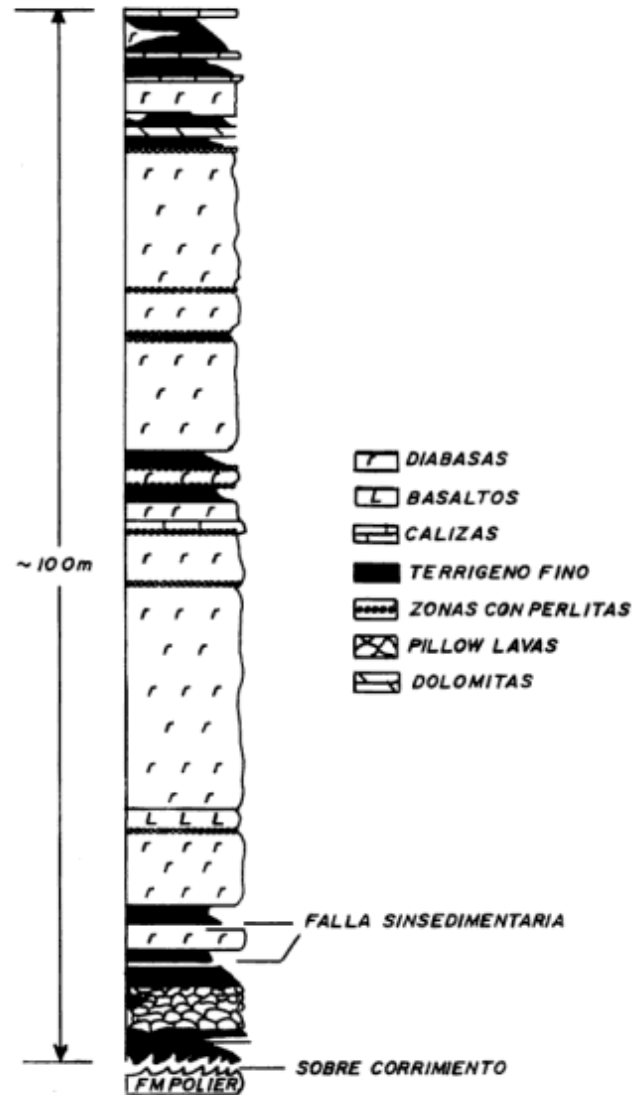


Figura 6: Columna geológica de la Fm. El Sábalo en la carretera de montaña, al noroeste de Soroa. Más del 80% del espesor de la unidad en este corte son cuerpos intrusivos.



Tabla 1: Análisis químicos de rocas máficas de la Fm. El Sábalo

Nº Muest.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
1	50,29	13,56	6,23	7,89	9,50	7,54	0,33	3,02	1,42	0,10	0,11
2	57,26	11,78	6,10	6,17	8,20	6,86	6,44	1,91	1,15	0,082	0,031
3	52,32	14,66	3,85	4,34	12,60	3,62	0,05	2,73	0,64	0,03	0,15
4	51,44	14,15	6,84	5,94	9,41	7,75	0,05	2,90	1,19	0,08	0,17
5	56,61	12,24	6,74	5,58	8,39	6,44	0,05	2,45	1,25	0,08	0,16
6	52,35	16,12	3,81	6,71	7,22	6,75	0,05	5,22	0,96	0,063	0,14
7	51,63	12,38	7,80	6,90	9,88	6,3	0,15	2,92	1,62	0,095	0,33
8	48,79	13,20	7,56	7,92	14,35	7,96	0,11	4,04	0,84	0,085	0,15
9	48,31	13,43	4,55	6,01	14,88	7,85	0,0055	3,71	0,95	0,071	0,19
10	49,78	14,13	4,73	6,87	11,81	8,95	0,054	2,49	0,92	0,070	0,20
11	49,01	13,56	3,33	8,12	12,71	9,00	0,053	3,02	0,93	0,066	0,20
12	50,54	13,73	4,48	7,24	11,76	7,63	0,053	3,39	0,92	0,062	0,18
13	50,79	13,21	4,84	0,64	8,69	10,9	0,19	3,61	0,19	0,066	0,15
14	49,52	14,30	4,20	6,29	12,95	8,86	0,055	3,29	0,97	0,068	0,18
15	50,67	13,53	4,91	8,40	11,30	7,21	0,053	2,38	1,14	0,21	0,20
16	51,77	15,59	2,97	8,10	10,08	7,10	0,35	2,51	1,16	0,18	0,19
17	50,00	15,50	5,08	4,52	10,00	10,39	0,17	3,50	0,63	0,15	0,056
media	51,24	13,83	4,88	6,69	10,80	7,71	0,48	3,13	1,03	0,09	0,16

Nota: Datos de núcleos de pozos de perforación de la Empresa Geólogo-Minera de Occidente en sierra del Rosario.

carácter fisural, originado en condiciones distensionales. Las rocas sedimentarias se formaron en un ambiente reductor, atestiguado por la abundancia de materia orgánica y la pirita singenética. La composición cuarzosa de las metalimolitas y la ausencia de piroclastitas y granos volcánicos evidencian una fuente de aporte con corteza continental. Todos estos hechos y los fenómenos de deslizamiento gravitacional apuntan hacia la acumulación de la formación en el talud de un margen continental distensional (pasivo), como parte del gran complejo de delta-abanico submarino en que sedimentó la Fm. San Cayetano (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

Es de destacar que las condiciones reductoras en la cuenca oxfordiana, unidas posiblemente al magmatismo contemporáneo, hacen de este intervalo uno particularmente favorable para la localización de mineralización piritica-polimetálica. El yacimiento Santa Lucía es de esta edad (Zhidkov y Jalturin 1976).

Edad de la Fm. El Sábalo. Correlación

La compleja tectónica de la sierra del Rosario y la relativa escasez de fósiles en la formación, impidieron

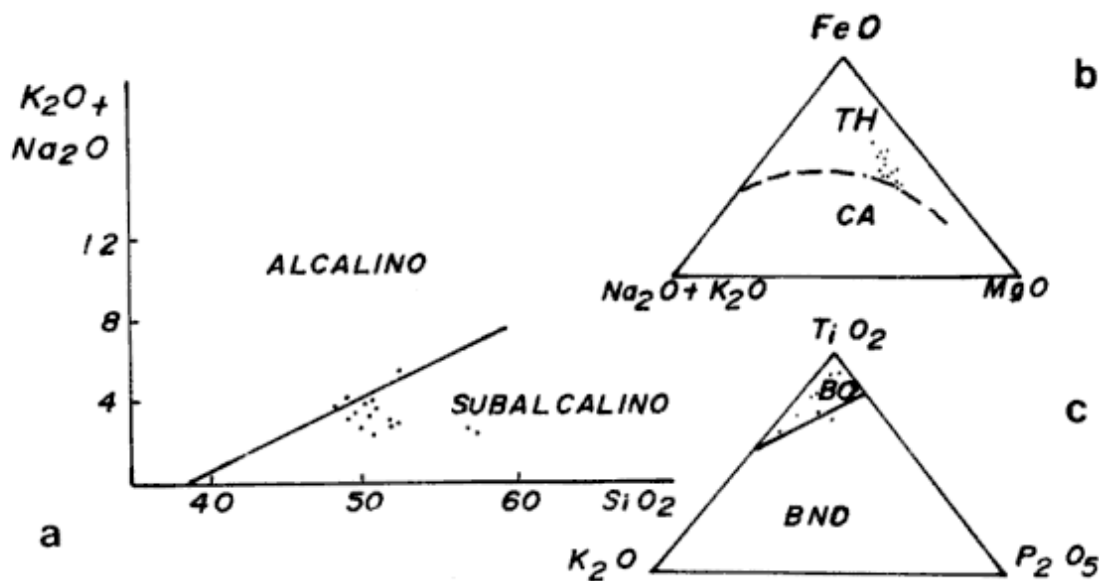


Figura 7: Diagramas petroquímicos de las rocas ígneas de la Fm. El Sábalo (tomado de Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa)

durante algún tiempo precisar su posición estratigráfica (Pszczolkowski y Albear 1983, Piotrowski 1987, Pszczolkowski 1989, Cobiella-Reguera 1992). Los hallazgos fosilíferos de los últimos años han permitido definir bastante la edad de sus capas. De acuerdo a Pszczolkowski (1994), en la formación se encuentran los siguientes taxa: *Globochaete alpina* Lombard, *Didemnoidea moreti* Durand Delga, *Didemnoidea* sp., *Didemnum carpaticum* Misik et Borza, *D. minutum* Bonet et Benvenitte-Velázquez, *Colomisphaera* cf. *nagyi* Borza, *C.* cf. *pieninsis* Borza, *Colomisphaera* sp., *Calciodinelloidea*, foraminíferos bentónicos (Lituolida). En opinión de este geólogo el conjunto indica una edad jurásica.

En muestras determinadas por G. Furrázola y José Fernández, estos paleontólogos reportan *Globochaete alpina* Lombard, *Didemnoidea moreti* Durand Delga y *Cadosinidae*.

En contacto con la Fm. El Sábalo entran diferentes unidades. Pszczolkowski señala que en el *nappe* Belén-Vigoa ella es cubierta por la Fm. Artemisa. El presente autor ha visitado diferentes localidades donde pueden suponerse idénticas relaciones. Por otra parte, Pszczolkowski en un trabajo inédito (comunicación escrita 1989) reporta, al norte de Cinco Pesos, un pequeño espesor de litologías tipo Fm. San Cayetano que cubre a las mafitas de la Fm. El Sábalo. Las rocas tipo San Cayetano son sobreyacidas aquí por la Fm. Artemisa. Es notable que en ninguna parte de la sierra del Rosario se conoce un contacto basal no tectónico de la Fm. El Sábalo, debido a que dicha superficie sirvió como plano de despegue tectónico durante los sobrecojimientos del Terciario temprano.

A partir de su contenido paleontológico y posición estratigráfica, las capas de la Fm. El Sábalo deben pertenecer al Oxfordiano, al menos la parte alta de la unidad (Pszczolkowski 1994, Tabla 1). La formación ocupa en la sierra del Rosario una posición en parte similar a la de la Fm. Francisco, unidad oxfordiana transicional entre las formaciones San Cayetano y Artemisa (Pszczolkowski 1978). Hacia el oeste su equivalente cronológico (parcial) es la Fm. Jagua, aunque es posible que puedan incluirse en esta correlación los estratos superiores de la Fm. San Cayetano. En el cinturón Cangre la unidad parece ser correlacionable tanto con la Fm. Jagua metamorfizada, en la cual se han hallado amonites oxfordianos (Piotrowski 1987), como con la Fm. Arroyo Cangre en la cual, al igual que en la Fm. Jagua metamorfizada, hay cuerpos de metavulcanitas. La figura 10 expresa esquemáticamente las relaciones estratigráficas aquí propuestas para las formaciones con mafitas jurásicas de la cordillera de Guaniguanico.

#### Otras rocas máficas jurásicas de Cuba occidental

Somin y Millán (1981) designaron como cinturón Cangre

una faja de metamorfitas generadas en condiciones de alta relación presión/temperatura (Fig. 3). Los protolitos originales son cortes litológicamente parecidos a las formaciones San Cayetano, Jagua y el Mb. San Vicente de la Fm. Guasasa, con la diferencia de que en las unidades más antiguas hay intercalaciones de metadiabasas y otras rocas máficas. El equivalente de la Fm. San Cayetano, con un mayor aporte calcáreo, se conoce aquí como la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski 1987), la cual contiene dos horizontes de metabasitas. En el inferior aparecen finas intercalaciones de rocas, consideradas por dicho autor como metatufitas. Sobre estas capas se dispone un cuerpo de varios metros de potencia de gabros metamorfizados, con una composición mineralógica y alteraciones muy similares a las descritas para la Fm. El Sábalo.

El segundo horizonte, según se infiere de los datos de Piotrowski (1987), está situado varios cientos de metros estratigráficamente por encima del primero, muy cerca del contacto con la sobreyacente Fm. Jagua. Este horizonte contiene algunas intercalaciones decimétricas de rocas cuyos protolitos dicho autor considera como lamprófidos (*monchikita*).

Somin y Millán (1981) presentan una situación similar a la planteada por Piotrowski, aunque con algunos matices propios. De acuerdo a ellos, en la parte baja de la Fm. Arroyo Cangre se ubica un paquete de metavulcanitas máficas concordantes, metaareniscas, mármoles y algunas metasilicitas. En las rocas máficas metamorfizadas distinguen los siguientes protolitos: tobas y tobas-aglomerados, lavas, diabasas y gabroides. El segundo horizonte reportado por Piotrowski (1987) no es descrito por Somin y Millán. Recientemente G. Millán (comunicación personal 1994), informó al autor que en todo el corte de la Fm. Arroyo Cangre se pueden encontrar intercalaciones de gabros y diabasas metamorfizadas y que en dicha unidad no ha registrado metabasaltos o piroclastitas metamorfizadas, como originalmente se reportó.

De acuerdo a Piotrowski, el tercer horizonte, poco potente, se presenta cerca de la base de la Fm. Jagua y está compuesto por metatufitas sobre las que yacen algunas capas centimétricas de metavulcanitas con estructura traquítica, carbonatizadas, albitizadas y cataclastizadas, que este geólogo considera traquibasaltos. A este mismo nivel Somin y Millán señalan la presencia de un cuerpo de diabasas metamorfizadas. En la Fm. Jagua, cerca del tercer horizonte, se han hallado amonites (*Perisphinctidae*) que atestiguan su edad oxfordiana. Por otra parte, no hay huellas de magmatismo en las calizas metamorfizadas del Mb. San Vicente (Piotrowski 1987). Todo esto es un buen testimonio de la edad tope oxfordiana del magmatismo.

Durante los años 70, en el noroeste de Pinar del Río, fue distinguida la llamada zona Esperanza. La individualización de este corte se apoya en supuestas diferencias con la estratigrafía de sierra de los Organos y Rosario. Sin embargo, investigaciones posteriores han

evidenciado que unidades características de la sierra del Rosario se extienden hacia el noroeste y forman parte del corte de áreas previamente incluidas en la zona Esperanza (Somin y Millán 1981). Desde principios de los años 70 en los trabajos de mapeo geológico, tanto en superficie como en el subsuelo, se hallaron numerosos cuerpos de mafitas mayormente localizados en la llamada Fm. Esperanza (Cherepanov 1971, Burov *et al.* 1986, Laverov 1985). En la Fig. 3, que es un esquema realizado a partir del mapa geológico de Cuba a escala 1: 500.000, se muestra la ubicación regional de las mafitas, se aprecia la yacencia concordante general de estos cuerpos, lo cual se manifiesta más claramente aún a escalas más detalladas (véase Laverov 1985, fig. 38).

De mucho interés para el estudio del magmatismo máfico en el noroeste de Pinar del Río son los datos aportados por los núcleos de varios pozos profundos, perforados en la búsqueda de hidrocarburos. La Fig. 11 es una interpretación esquemática de la columna de dos de estos pozos (Los Arroyos 1 y 2) realizada por el autor (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa). Además en la figura está presente la columna del pozo Guanahacabibes 1, realizada a partir de los datos de Segura *et al.* (1985). En los pozos Los Arroyos 1 y 2 se aprecia que las intercalaciones de mafitas se disponen hacia la parte alta de la Fm. San Cayetano. La posición de dichas rocas en el pozo Guanahacabibes 1 (Fig. 3) es más oscura, pero cabe suponer que las mafitas son intercalaciones originalmente emparedadas entre los sedimentos de la Fm. San Cayetano (Fig. 11).

A pesar de las notables diferencias en las interpretaciones de la geología regional con respecto a las mafitas de la llamada zona Esperanza, puede concluirse que:

1. Las mafitas constituyen esencialmente cuerpos concordantes.

2. De acuerdo a los datos aportados principalmente por los pozos profundos, se nota una definida tendencia a la ubicación de las mafitas en la transición de los cortes terrígenos jurásicos (tipo Fm. San Cayetano) a los cortes carbonatados suprayacentes (tipo Fm. Artemisa), es decir una posición similar a la ocupada por la Fm. El Sábalo en la sierra del Rosario.

La ubicación de las mafitas en el pozo Puerto Esperanza 2 (Fig. 3) sugiere la presencia de otro episodio magmático más joven y de importancia subordinada, transcurrido durante el Cretácico Temprano. Este se ha registrado también en rocas de la Fm. Artemisa en sierra del Rosario, donde se han detectado aislados cuerpos de lavas basálticas en su Mb. Sumidero de edad berriasiana (Ortiz-Vivanco 1991).

De esta forma, la composición y posición estratigráfica de los cuerpos de mafitas de la llamada zona Esperanza y la sierra del Rosario es esencialmente la misma, es decir, en el noroeste de Pinar del Río existen evidencias a favor de un evento magmático caloviano?-oxfordiano (Fig. 10).

### Rocas magmáticas máficas correlacionables con la Fm. El Sábalo en otras partes de Cuba, el Golfo de México y el Mar Caribe

Hay evidencias de un magmatismo jurásico en otras localidades fuera de la provincia de Pinar del Río. En el sur de Cuba central se halla el macizo metamórfico del Escambray (Fig. 1) (Somin y Millán 1981). A partir de los años 60 se han realizado múltiples investigaciones en estas montañas. Uno de los resultados más notables obtenidos es el hallazgo de una secuencia de mármoles jurásicos, el Grupo San Juan, cerca de cuya base, en la Fm. Narciso, se registran amonites oxfordianos (Millán y Somin 1985). Por debajo del Gr. San Juan yace una secuencia metaterrígena cuyo protolito es muy similar a la Fm. San Cayetano. En la Fm. La Chispa, que forma parte de la secuencia metaterrígena, se presentan esquistos verdes con lawsonita (Fig. 12). Los protolitos principales de los esquistos son piroclastitas estratificadas aunque hay también lavas e intrusivos básicos (G. Millán, comunicación personal 1994).

Los datos arriba expuestos muestran que en el macizo del Escambray, a unos 300 km del extremo oriental de Guaniguanico, se presenta un corte estratigráfico jurásico muy parecido al de las montañas del occidente de Cuba,

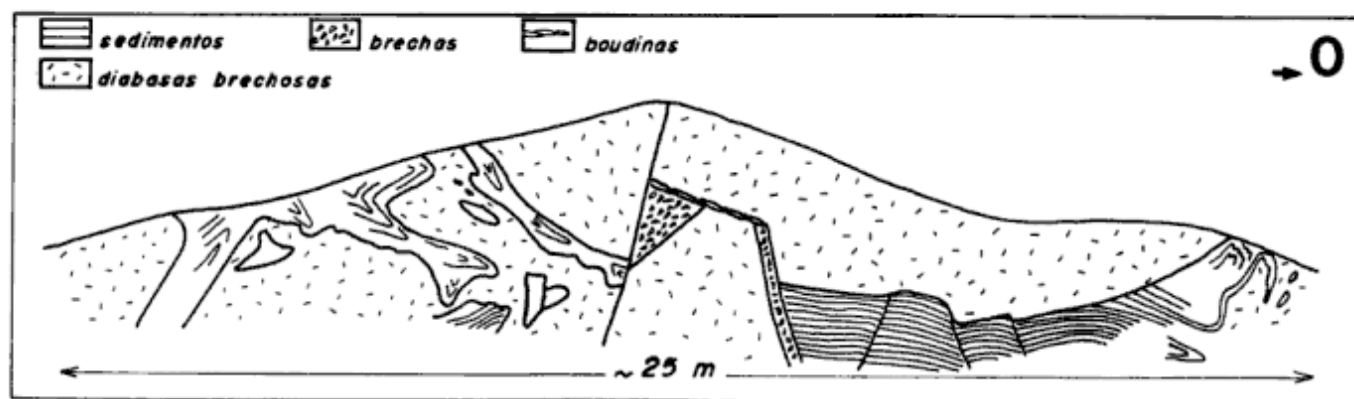
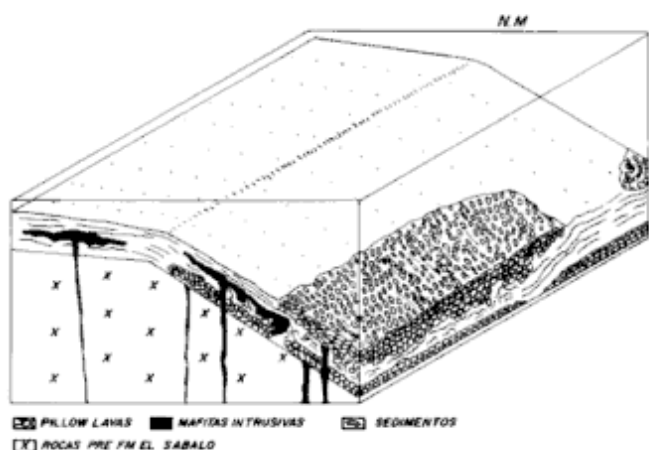


Figura 8: Deformaciones sinsedimentarias en la Fm. El Sábalo en la carretera de montaña al noroeste de Soroa, municipio Candelaria (véase Fig. 2).



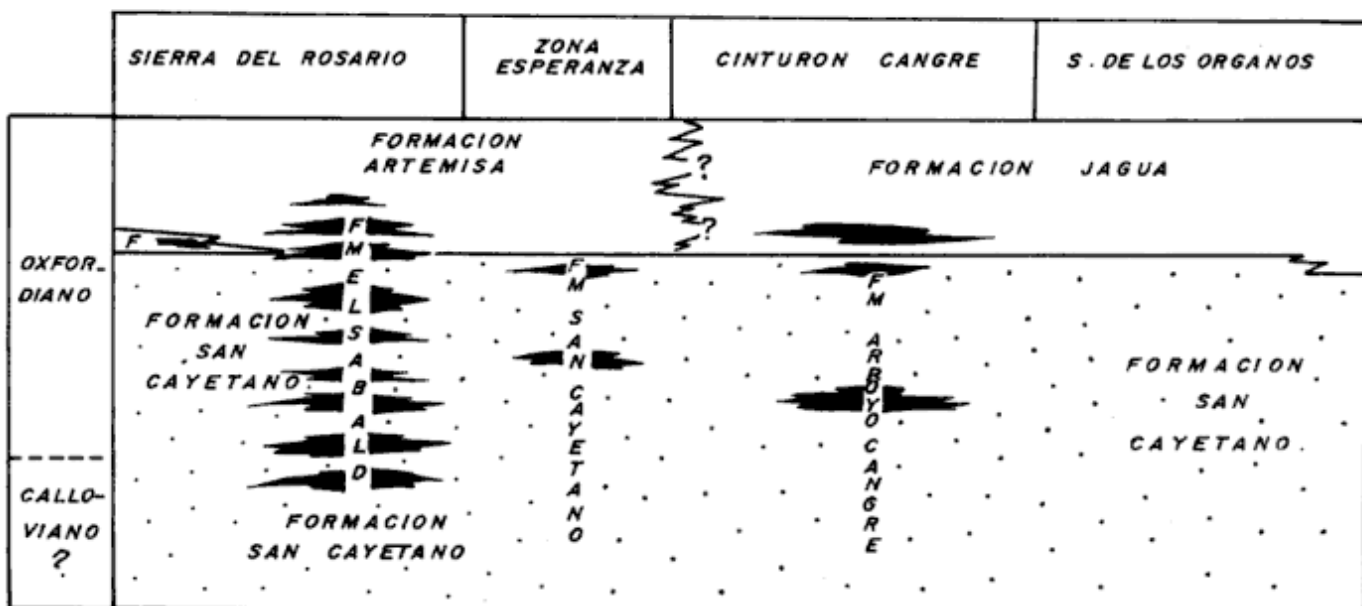


**Figura 9:** Bloque diagrama que ilustra el mecanismo propuesto para el emplazamiento de las mafitas de la Fm. El Sábalo en los sedimentos del talud continental.

pero metamorfozado en condiciones de elevadas presiones y moderadas temperaturas, hecho sobre el cual han llamado la atención muchos geólogos (Khudoley y Meyerhoff 1971), Somin y Millán 1981 y otros). La información obtenida en los últimos 25 años sugiere una mejor correlación litoestratigráfica entre los cortes jurásicos del Escambray, por un lado y sierra del Rosario y el cinturón Cangre por el otro, que entre los primeros y el corte jurásico "clásico" de Cuba occidental en sierra de los Organos con el cual se comparó originalmente (Furrazola *et al.* 1964).

La posición tectónica del Escambray es muy debatida

(Somin y Millán 1981, Millán-Trujillo 1990 y otros). En los últimos años ha ganado adeptos la idea de que el macizo pudiera ser el remanente, junto con las metamorfitas de la isla de la Juventud (Fig. 1), de un microcontinente meridional, atrapado al chocar con el arco volcánico cretácico cubano (Iturralde-Vinent 1988) incluso el resto de un terreno de origen suramericano (Mossakovski *et al.* 1986). En estas últimas interpretaciones las rocas del Escambray yacen tectónicamente debajo del posible basamento ofiolítico metamorfozado (Complejo Mabujina) del arco volcánico cretácico en Cuba central (cuyos afloramientos se ubican entre el Escambray y las ofiolitas) (véase Fig. 1), habiéndose desplazado las rocas del arco volcánico desde el norte por sobre el macizo Escambray (Iturralde-Vinent 1981, 1988a, Millán y Somin 1985), en tanto que a lo largo del norte de Cuba y, particularmente, en la cordillera de Guaniguanico, la inmensa mayoría de los investigadores son partidarios de un desplazamiento del sur hacia el norte de las ofiolitas y volcanitas cretácicas sobre las secuencias mesocenoicas del margen continental de América del Norte. Por tanto, aunque los cortes jurásicos del Escambray y Guaniguanico guardan muchas similitudes y, posiblemente, se originaron en una misma cuenca, o en cuencas vecinas influidas por un mismo régimen tectónico, su posición respecto a las ofiolitas y volcanitas cretácicas es marcadamente diferente. El primero debió ubicarse al sur del arco volcánico en tanto que las rocas de Guaniguanico se localizaron al norte de dicho arco y de las ofiolitas. La explicación más plausible es que el proceso de formación del arco volcánico cretácico y las ofiolitas está vinculado al desgarramiento y migra-



**Figura 10:** Tabla de correlación estratigráfica del intervalo Oxfordiano-Caloviano en Cuba occidental. Las áreas punteadas simbolizan los cortes terrigenos: las blancas, las secuencias mayormente calcáreas del Oxfordiano.

ción horizontal de un bloque continental original que contenía las secuencias de Guaniguanico y el Escambray, las cuales fueron separadas durante el proceso (Iturralde-Vinent 1988a, 1988b, ubica tanto el Escambray como Guaniguanico en una posición meridional respecto a la depresión oceánica después de la fragmentación).

El otro testimonio de rocas máficas jurásicas en Cuba se relaciona con cortes muy diferentes a los del margen continental distensional, pues proviene de anortositas del cinturón ofiolítico del norte de Cuba en la provincia de Camagüey (Fig. 1). Una muestra de estas rocas arrojó una edad radimétrica de  $160 \pm 24$  Ma por el método K-Ar (Somin y Millán 1981). La media de la determinación indica una edad oxfordiana según la Escala del Tiempo Geológico de la Geological Society of America (1983). Innegablemente la precisión de la determinación es baja, pero no deja de ser un dato de sumo interés cuando se relaciona con la información previamente discutida sobre la edad del magmatismo básico en Guaniguanico y el Escambray. Por otra parte, el rango de edades no está en contradicción con la limitada información sobre la edad de las ofiolitas cubanas (Iturralde-Vinent 1988b, 1989, Fonseca 1984, Somin y Millán 1981).

El posible solape temporal entre la edad de las ofiolitas y el magmatismo jurásico de Guaniguanico y de las montañas del Escambray puede implicar un vínculo genético entre ambos fenómenos.

Ya fuera del territorio cubano en el sudeste del golfo de México Schlager y Buffler (1984) reportan diques de diabasas en el alto de Catoche (Fig. 12) con edades radimétricas de 163 y 165 millones de años (Caloviano a límite Caloviano-Oxfordiano), que cortan la metamorfitas del basamento premesozoico del golfo, atravesando una corteza continental atenuada. La distancia entre el alto de Catoche y la zona Esperanza es de apenas 150 km y con la sierra del Rosario y el cinturón Cangre es sólo algo mayor, por lo que las coincidencias cronológicas y litológicas, conjuntamente con la proximidad geográfica,

son elementos de peso a favor de la existencia de relaciones genéticas entre ambos fenómenos magmáticos.

**Discusión**

*La desintegración de Pangea en el área del Golfo de México-Mar Caribe y el magmatismo máfico del Jurásico*

A partir de los años 80 existe el consenso de que la fragmentación de Pangea en la región caribeño-mexicana fue un proceso de larga duración, cuyos inicios se remontan a fines del Triásico y que se prolongó a lo largo del Jurásico. Existen criterios muy diversos sobre la posición original (prejurásica) de los distintos bloques (microplacas) litosféricos localizados alrededor del golfo de México y sus cercanías (Pindell 1985, Salvador 1987, Pszczolkowski 1987, Iturralde-Vinent 1988, etc.). Acompañando la desintegración del supercontinente se registra la inyección de magmas en varias regiones y tiempos (Iturralde-Vinent 1988c). Los datos de la literatura, así como los presentados en este artículo, permiten distinguir tres épocas de magmatismo relacionadas a la fragmentación de Pangea.

El primero de estos episodios está vinculado a cuencas continentales, originadas durante el estadio inicial, riftogénico, del proceso de separación, ocurrido entre fines del Triásico y el Jurásico temprano. A él se relacionan las volcanitas de las formaciones Eagle Mills, del sur de Estados Unidos (Salvador 1987) y Huizachal del noreste de México (Salvador 1987, Michalzik 1991) así como numerosos diques en el sudeste de Estados Unidos (May 1971).

Un segundo momento, coincidente con la formación de un margen continental divergente (pasivo), se registra en el occidente y centro de Cuba y en el sur del golfo de México, según se estudió en detalle en páginas precedentes. Este episodio se asocia estrechamente a un cambio en la sedimentación que pasa de terrígena a calcárea (Fig. 13) durante el Oxfordiano (Oxfordiano medio en Cuba occidental, donde la información estratigráfica es más precisa), el cual puede estar relacionado con la sumersión de la fuente de aporte de sedimentos terrígenos bajo las aguas de un mar transgresivo.

Un tercer tiempo, menos marcado que el anterior pero también vinculado al margen continental divergente, se registra entre el Tithoniano y el Cretácico Temprano, representado por la Fm. Nueva María en Camagüey (Iturralde-Vinent 1988b), escasas capas de basalto en lechos berriasianos de la Fm. Artemisa de sierra del Rosario y diabasas en el pozo Puerto Esperanza 2, los basaltos de la Fm. Sierra Verde en el extremo oriental de Cuba deben incluirse aquí (Millán *et al.* 1985).

Además de los casos anteriores, donde el magma posiblemente atravesó sólo espesores corticales continenta-

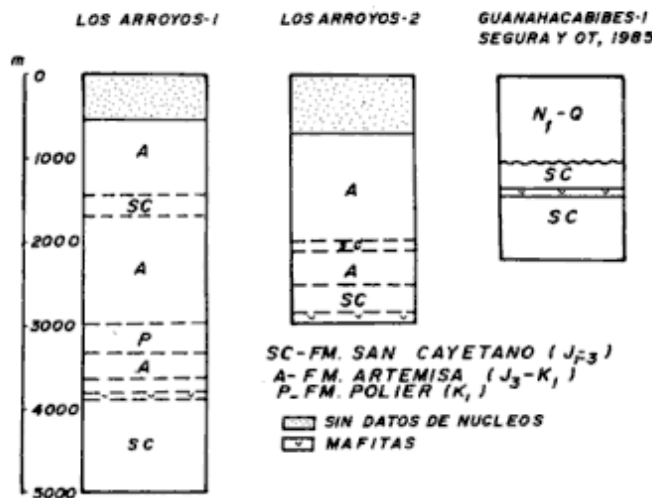


Figura 11: Perfiles esquemáticos de algunos pozos del oeste de Pinar del Río, Cuba occidental.

les, la ruptura inicial de Pangea debió llevar a la formación de depresiones oceánicas con litósfera de tal naturaleza (Iturralde-Vinent 1989). Así las ofiolitas de Siquisique del norte de Venezuela (Bartok *et al.* 1985) pueden ser el remanente litosférico de una depresión protocaribe, surgida en el Jurásico Medio y hoy prácticamente desaparecida.

La edad radimétrica de las anortositas ofiolíticas de Camagüey muestra la posibilidad de que la litósfera oceánica, representada por el cinturón ofiolítico cubano, ya existiera desde el Jurásico Tardío aunque el proceso de formación de la corteza oceánica puede extenderse hasta el Cretácico temprano (Iturralde-Vinent 1988b, 1989). La pequeña cuenca oceánica generada debió escindir el margen meridional de la placa norteamericana, provocando la separación de un microcontinente meridional (Iturralde-Vinent 1988a) en el que se hallaban las secuencias mesozoicas del Escambray e Isla de la Juventud, posteriormente metamorfizadas.

Este microcontinente volvió a unirse a la placa norteamericana durante los eventos tectónicos de finales del Cretácico. También del Jurásico Superior parece ser la litósfera oceánica de la hoya de Sigsbee (Pindell 1985, Salvador 1987).

### Conclusiones

En la sierra del Rosario, en Cuba occidental, se encuentra una secuencia vulcanógena-sedimentaria, la Fm. El Sábalo, originada durante el Caloviano?-Oxfordiano en el talud de un margen continental divergente (pasivo). De igual edad y composición son las mafitas halladas en el cinturón Cangre y la zona Esperanza, también en el occidente de Cuba. Las relaciones geológicas presentes en el Escambray (Cuba central) permiten llegar a la conclusión de que durante el Oxfordiano, y posiblemente también en el Caloviano, existió la penetración en la corteza superior y el derrame sobre el fondo marino de magmas máficos en Cuba occidental y central. A este evento se vinculan los diques de diabasas en el alto de Catoche en el golfo de México (Fig. 13), intruidos en un basamento premesozoico. El magmatismo se relaciona con un proceso distensional originado por la formación de un margen continental pasivo, proceso que debe estar conectado con el cambio general en la naturaleza de la sedimentación de terrígena a carbonatada durante el Oxfordiano, proceso presente en la cordillera de Guaniguanico y el Escambray (Fig. 12).

Es posible que la actividad magmática haya sido un importante factor en la formación de los yacimientos

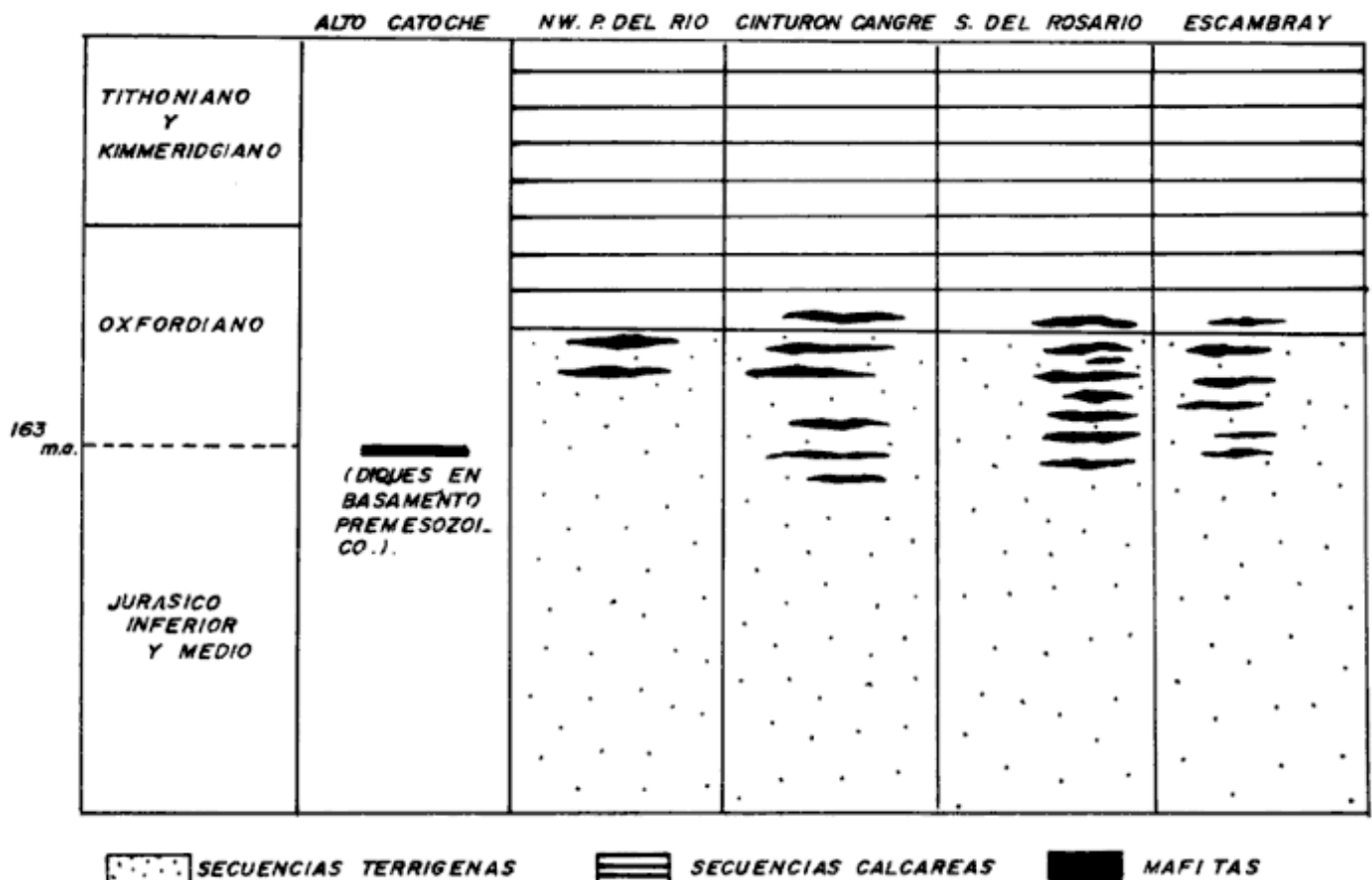


Figura 12: Posición de las mafitas (no ofiolíticas) jurásicas (Caloviano-Oxfordiano) en diferentes regiones de Cuba y el sur del golfo de México.



hidrotermales sedimentarios Oxfordianos del noroeste de Pinar del Río. Este es un interesante aspecto a investigar.

El magmatismo Caloviano-Oxfordiano de Cuba occidental y central forma parte de los eventos relacionados con la fragmentación de Pangea en la región del golfo de México-mar Caribe, los cuales condujeron a la inyección del magma en las secuencias de los rift continentales del Triásico Superior y Jurásico Inferior de México y el sur de los Estados Unidos. Más tarde en el Caloviano-Oxfordiano, acompañando la formación de un margen continental distensional, ocurrió el evento magmático de esa edad registrando en Cuba occidental y central y en el sudeste del Golfo de México. El tercer episodio afectó al margen continental septentrional de Cuba entre el Tithoniano y el Cretácico Temprano.

La generación de las ofiolitas cubanas comenzó posiblemente durante el Jurásico, a causa de la separación y migración al sur de un microcontinente meridional, representado hoy por las secuencias jurásicas del Escambray e Isla de la Juventud, en el borde sudeste de la placa norteamericana. Las ofiolitas cubanas pueden ser el testimonio de la litósfera oceánica generada en la cicatriz producida por ese desplazamiento, ocurrido entre fines del Jurásico y el Cretácico Temprano.

### Agradecimientos

Durante los años que el autor trabajó acumulando información para este artículo recibió la ayuda y aliento de los miembros del departamento de Geología de la Universidad de Pinar del Río.

Guillermo Millán Trujillo, del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba, realizó valiosas observaciones a una primera versión del trabajo. A Riccardi del Museo de Ciencias Naturales de La Plata ofreció su colaboración para publicar este artículo en las páginas de la Revista de la Asociación Geológica Argentina. Por último, Nieves García Carradegua y Niurka Díaz tuvieron a su cargo la mecanografía de las diferentes versiones de esta obra. A todos ellos la gratitud del autor.

El presente artículo es una contribución al proyecto 322 "Correlación de eventos jurásicos en Sudamérica", del programa Internacional de Correlación Geológica.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bartok, P., Renz, O. y Westermann, G., 1985. The Siquisique ophiolites. Northern Lara State, Venezuela. A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 1050-1055.
- Burov, V., Martínez, D., Fernández de Lara, R., Chang, J., 1986. Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico realizados en la parte occidental de la Provincia de Pinar del Río en 1981-85. Informe del Fondo Geológico. Pinar del Río. (Inédito).
- Cherepanov, V., 1971. Trabajos de búsqueda y levantamiento a escala 1: 50,000 realizados en la parte noroccidental de la provincia de Pinar del Río en 1968-1970. Informe del Fondo Geológico Pinar del Río. 280p, (inédito).
- Cobiella-Requera, J., 1992. Pliegues de deslizamiento submarino en sedimentos y lavas de la Fm. El Sábalo, sierra del Rosario. Pinar del Río. *Revista Tecnológica*, 22 (1): 3-10.
- Cobiella-Reguera, J., Echevarría-Hernández, B., Hernández-Escobar, A., Gil-González, S., Fernández, O., Gomes-Da Silva, I., en prensa. La formación El Sábalo y el magmatismo máfico del Jurásico de Cuba occidental y áreas adyacentes.
- Fonseca, E., Zelepuguin, M. y Heredia, M. 1984. Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 9: 31-46.
- Furrazola-Bermúdez, G., Judoley, C., Mijalovskaya, J., 1964. *Geología de Cuba*. Editora Nacional de Cuba. La Habana.
- Haczewski, G., 1976. Sedimentological reconnaissance of San Cayetano Formation, an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba. *Acta Geologica Polonica*, 26: 331-356.
- Haczewski, G., 1987. Reconocimiento sedimentológico de la Fm. San Cayetano, un margen continental acumulativo en el Jurásico de Cuba occidental. En: A. Pszczolkowski (Ed.): *Contribuyendo a la geología de la provincia de Pinar del Río*, p. 228-247.
- Iturralde-Vinent, M., 1981. Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 3: 51-90.
- Iturralde-Vinent, M., 1988a. *Naturaleza Geológica de Cuba*. Editorial Científico-Técnica, 146p. La Habana.
- Iturralde-Vinent, M. 1988b. Composición y edad de los depósitos del fondo oceánico (asociación ofiolítica) del Mesozoico de Cuba, en el ejemplo de Camagüey. *Revista Tecnológica*, 18(3): 13-25.
- Iturralde-Vinent, M., 1988c. Características generales del magmatismo del margen continental de Cuba. *Revista Tecnológica*, 18(4): 17-24.
- Iturralde-Vinent M., 1989. Rol ofiolitov y geologicheskoi stroenis Kubi. *Geotektonika*, 4: 63-76 (en ruso).
- Khudolev, K. y Meyerhoff, A., 1971. *Paleogeography and Geological History of greater Antillas*. Geological Society of America, Memoir 129, 199p.
- Laverov, N. P. 1985. *Rudnie Mestorozhdenia Kubi*. Editorial Nauka. 246p. (en ruso). Moscú.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanetti, A., 1986. Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- May, P., 1971. Pattern of Triassic-Jurassic Diabase Dikes around the north Atlantic in the Context of Predrift Position of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1285-1292.
- Mc Donald, G. y Katsura, T., 1964. Chemical Composition of hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, 5: 82-113.
- Michalzik, D., 1991. Facies sequence of Triassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE México) and its relation to the early opening of the Gulf Mexico. *Sedimentary Geology*, 71: 243-259.
- Millán-Trujillo, G., 1990. Evolución de la estructura del macizo del Escambray, sur de Cuba central. En: D. Larue y G. Draper (eds.): *Transactions 12<sup>th</sup> Caribbean Geological Conference*, pp. 82-94, Miami Geological Society.
- Millán, G. y Somin, M., 1985. Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Instituto de Geología y Paleontología*, 83p., La Habana.
- Millán, G., Somin, M. y Díaz, C., 1985. Nuevos datos sobre la geología del macizo montañoso de la sierra de Purial. Cuba oriental. En: *Reporte de Investigación N°2*. Instituto de Geología y Paleontología: 52-74. La Habana.

- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Mossakowski, A., Nekrasov, A. y Sokolov, S., 1986. Metamorficheskie Kompleksi i problem osnovania alpinskii struktur centralnogo sektora Kubi. *Geotektonika*, 3: 15-24 (en ruso).
- Ortiz-Vivanco, T., 1991. Magmatismo de la sierra del Rosario. Trabajo de diploma, Universidad del Pinar del Río, 70p.
- Pardo, G., 1975. Geology of Cuba. En: A. Nairn y F. Stehli (Eds.): *The Ocean Basins and Margins*, vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Publications Corporation. 553-615. New York.
- Pindell, J., 1985. Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the gulf of Mexico, Bahamas and proto Caribbean. *Tectonics*, 4: 4-39.
- Piotrowski, J., 1987. Primeras manifestaciones de vulcanismo en el geosinclinal cubano. En: A. Pszczolkowski (Ed.): *Contribución a la geología de Pinar del Río*, pp. 163-169. Editorial Científico-Técnica.
- Pszczolkowski, A., 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba. Their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. *Acta Geologica Polonica*, 28, (1): 1-96.
- Pszczolkowski, A., 1986. Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limitrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba). *Bulletin Polish Academy of Sciences*, 34, (1): 67-79.
- Pszczolkowski, A., 1987. Paleogeography and paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areas during the Jurassic-Early Cretaceous. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 57: 127-142.
- Pszczolkowski, A., 1989. La edad y posición de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria (Fm. El Sábalo) en la estructura geológica de la sierra del Rosario. Resúmenes y Programa 1º Congreso Cubano de Geología.
- Pszczolkowski, A., 1994. Lithostratigraphy of Mesozoic and Paleogene rocks of sierra del Rosario. Western Cuba. *Studia Geologica Polonica*, 105: 39-66.
- Pszczolkowski, A. y de Alvear, J., 1983. La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 6: 41-52.
- Renné, P., Mattinson, J., Hatten, Ch., Somin, M., Millán Trujillo, G., Linares-Calá, E., 1989. Confirmation of Late Proterozoic age for the Socorro complex of north-central Cuba from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb dating. Resúmenes y Programas 1º Congreso Cubano de Geología: 118.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico basin. *The American Association of Petroleum Geologists*, 71: 419-451.
- Schlager, W., Buffler, R., 1984. Deep Sea Drilling Project. Leg. 77. Southeastern Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 226-236.
- Segura, R., Millán, E. y Fernández, J., 1985. Complejos litológicos del extremo noroccidental de Cuba y sus implicaciones estratigráficas de acuerdo a los datos de perforaciones profundas. *Revista Tecnológica*, 15, Serie Geológica 1: 32-36.
- Somin, M., Millán, G., 1981. *Geología metamorficheskij Kompleksov*. Editorial Nauka, 219p. Moscú (en ruso).
- Zhidkov, A., Jalturin, N. 1976. Zona La oriental-Baritina. Mineralización estratiforme pirito-polimetálica. *La minería en Cuba*, 2 (3): 28-39.

**Recibido:** 18 de abril, 1994

**Aceptado:** 8 de febrero, 1996

# Correlación de la Formación Saldán (Cretácico temprano) con otras secuencias de las Sierras Pampeanas y de las cuencas Chacoparanense y de Paraná

Eduardo Luis PIOVANO

*Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales; Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina*

**ABSTRACT.** *Correlation of the Saldán Formation (Lower Cretaceous) with other sequences of the Sierras Pampeanas and of the Chacoparanense and Paraná basins.* Deposition of the Saldán Formation was closely related to Mesozoic intracratonic rifting. The resulting alluvial sedimentation occurred in two sequences separated by a volcanic event during the infilling of a hemigraben-type basin. The uppermost sequence is characterized by the presence of basaltic boulders in conglomeratic facies. These volcanic boulders are of alkaline type and exhibit a geochemical affinity with other volcanic rocks in the Sierras Pampeanas of Córdoba (Argentina). Sedimentation and volcanism characterize the regional Cretaceous stratigraphy and allow correlation of the Saldán Formation -by means of its upper and lower sequence- with other sequences of the Sierras Pampeanas and the Chacoparanense and Paraná basins.

## Introducción

La Formación Saldán (Santa Cruz 1972, 1974, 1979), de edad cretácica temprana, es una acumulación de conglomerados, areniscas y fangolitas de coloración rojiza, que alcanza los 250 m de espesor. El análisis de facies la relaciona con la depositación en paleoambientes de abanicos aluviales de clima árido, en sus sectores proximales, medios y distales (Piovano y Astini 1990; Piovano *et al.* 1993; Piovano 1994a y 1994b).

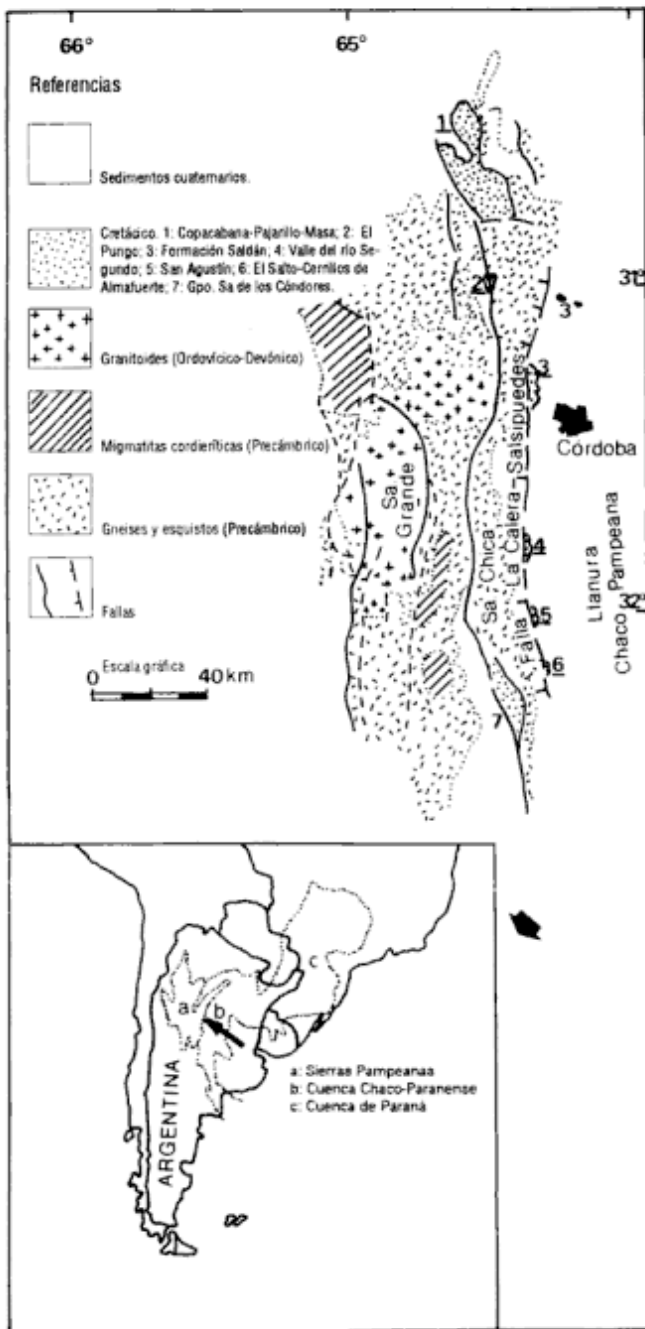
La Formación Saldán aflora en el borde oriental de la Sierra Chica de Córdoba (Fig. 1, localidad 3) en relación discordante sobre el basamento cristalino de edad precámbrica-paleozoica temprana (Gordillo y Lencinas 1979) y forma parte del sistema de las Sierras Pampeanas Orientales. Se dispone en una franja meridiana de capas homoclinales buzantes entre 12° y 5° E, que exhiben disminuciones granulométricas de oeste a este y estructuras sedimentarias mecánicas que indican paleocorrientes hacia el este. Esto último, en su conjunto, permite inferir que la depositación de los sedimentos tuvo lugar en un hemigraben intracratónico, donde el elemento positivo habría estado ubicado hacia el oeste. El desarrollo de esta cuenca es consecuencia de los fenómenos extensionales que afectaron a la placa sudamericana durante el Jurásico-Cretácico (Uliana y Biddle 1988; Uliana *et al.* 1990; Schmidt *et al.*, en prensa), los que también dieron lugar a una amplia acumulación de complejos volcánicoclásticos. Las dataciones de edad jurásica tardía (151 ± 10 Ma) de los diques basálticos emplazados en basamento en la zona del Dique Los Molinos (Linares y González 1990; Fig. 1, próximo a localidad 4) sugieren que el proceso de *rifting* generador

de las cuencas puede haberse insinuado durante ese período, aunque se habría generalizado principalmente en el Neocomiano (Schmidt *et al.*, en prensa).

Las sedimentitas rojas con intercalaciones volcánicas son una característica frecuente en la mayoría de las sucesiones cretácicas de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979), de tal forma que permiten postular un esquema de correlación entre ellas. Algunas de estas sucesiones se presentan marginando la Sierra Chica (Fig. 1, localidades 3, 4, 5 y 6) limitadas al oeste por la falla de La Calera-Salsipuedes (Gordillo y Lencinas 1979; Schmidt *et al.*, en prensa) y cubiertas por los depósitos cenozoicos de la llanura Chaco-Pampeana. Estas acumulaciones podrían ser consideradas componentes marginales de las Sierras Pampeanas Orientales o bien elementos de borde de la cuenca Chacoparanense y se incluyen aquí a la Formación Saldán y a los depósitos volcánicoclásticos de la Elevación Pampeana (Gordillo y Lencinas 1979). En esta última afloran sucesiones volcánicoclásticas sobre el valle del río Segundo, cuyas intercalaciones volcánicas se continúan probablemente hacia la zona del río Los Molinos donde intruyen el basamento (Fig. 1, oeste de localidad 4), datadas entre 151 ± 10 y 122 ± 10 Ma (Linares y González 1990) y aquellas expuestas en San Agustín y en El Salto-Cerrillos de Almafuerte datadas radiométricamente entre los 129 ± 8 y 114 ± 5 Ma (Linares y González 1990).

Las sucesiones cretácicas restantes (Fig. 1, localidades 1, 2 y 7) quedan confinadas dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba y son conocidas como Secuencia de Copacabana-Pajarillo-Maza, Grupo volcánicoclástico de El Pungo datado en 119 ± 6 Ma (Gordillo y Lencinas 1979) y Grupo de La Sierra de Los Cóndores



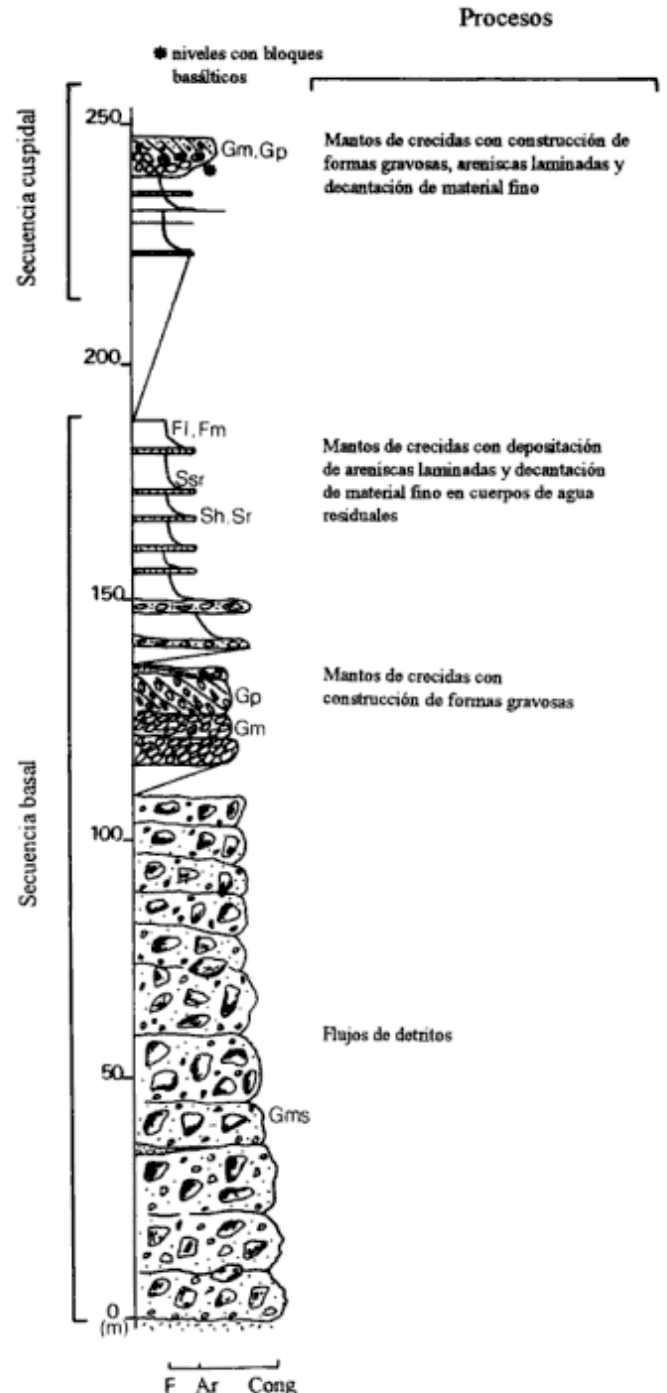


**Figura 1:** Esquema geológico parcial de las Sierras Pampeanas de Córdoba y ubicación de las sedimentitas cretácicas (tomado de Schmidt *et al.*, en prensa). En el sector inferior se incluye un mapa ubicando a las Sierras Pampeanas, Cuenca Chacoparanense y Cuenca de Paraná en el contexto de América del Sur (tomado de Zambrano 1981).

datado entre  $130 \pm 6$  y  $112 \pm 6$  Ma (Gordillo y Lencinas 1979; Linares y González 1990). Los paleoambientes depositacionales de estas acumulaciones se asocian a abanicos aluviales, sistemas fluviales entrelazados y lacustres efímeros (Astini *et al.* 1993; Sánchez *et al.* 1990, entre otros).

El arreglo de los depósitos volcanoclásticos muestra características similares en las secuencias sedimentarias

cretácicas de las Sierras Pampeanas de Córdoba (cf. Schmidt *et al.*, en prensa) y en las de Sierras Pampeanas del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, definidas por Lucero Michaut (1979). Tomando de referencia a la sucesión volcanoclástica de la Sierra de Los Córdoros, puede considerarse que el relleno de las cuen-



**Figura 2:** Columna estratigráfica de la Formación Saldán en la quebrada del río Suquia (15 km al oeste de la ciudad de Córdoba). Los códigos de Miall (1978) ubicados en el margen derecho de la columna se refieren a las estructuras sedimentarias presentes en las capas. Los procesos indican los mecanismos depositacionales actuantes (Piovano 1994b).

**Tabla 1:** Composición química de los basaltos. Las muestras A-E pertenecen a la Formación Saldán. La muestra F a la vulcanita de El Pungo (Escayola com. pers.).

Muestra	A	B	C	D	E	F
%SiO <sub>2</sub>	36,20	34,70	32,90	36,20	36,70	41,70
%TiO <sub>2</sub>	4,84	10,20	8,83	9,25	7,46	2,56
%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,00	8,67	7,65	9,44	9,62	10,50
%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,06	7,48	7,14	7,18	6,45	5,77
%FeO	8,93	10,95	10,51	10,58	9,50	6,03
%MnO	0,16	0,26	0,31	0,21	0,22	0,15
%MgO	2,00	2,91	4,09	4,42	3,39	12,60
%CaO	11,90	9,98	8,44	6,22	11,30	10,70
%Na <sub>2</sub> O	2,36	3,14	1,16	2,26	2,00	2,64
%K <sub>2</sub> O	2,14	1,76	3,61	2,31	2,84	0,67
%P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,57	1,26	2,02	1,44	1,16	0,69
Cr(ppm)	342,00	1095,00	205,00	342,00	274,00	510,00
Rb(ppm)	19,00	11,00	22,00	18,00	10,00	25,00
Sr(ppm)	312,00	196,00	308,00	350,00	409,00	1000,00
Y(ppm)	30,00	56,00	66,00	57,00	52,00	26,00
Zr(ppm)	414,00	934,00	1180,00	1070,00	730,00	240,00
Nb(ppm)	47,00	10,00	69,00	58,00	73,00	78,00
Ba(ppm)	537,00	359,00	1050,00	646,00	553,00	5000,00
LCI%	14,10	8,34	12,30	10,10	9,35	5,83

cas comenzó siendo exclusivamente clástico, fue interrumpido por las primeras manifestaciones volcánicas datadas en 130 ± 6 Ma (Linares y González 1990) y continuó luego con sedimentación y vulcanismo intermitente. La manifestación ígnea final, denominada Formación Vulcanitas Rumipalla, corresponde a un evento volcánico con sedimentación concomitante (Minudri y Sánchez 1994) datado en 112 ± 6 Ma (Gordillo y Lencinas 1967a). Este manto basáltico se ubica en los sectores cumbreles de los cerros y presenta en su techo superficies erosivas, aunque en una localidad existe un relicto conglomerádico sobre las vulcanitas (Gordillo y Lencinas 1967a). A partir de esta consideración, se podría pensar que la mayoría de los paquetes clásticos superiores fueron erosionados.

La asociación entre vulcanitas y sedimentitas continentales puede también reconocerse en las cuencas Chacoparanense (Russo *et al.* 1979) y en la cuenca de Paraná (Soares 1981). Las contribuciones de Yrigoyen (1975), Criado Roqué (1981), Legarreta *et al.* (1993) y Schmidt *et al.* (en prensa) presentan un esquema de correlación entre las sucesiones cretácicas de la Sierra Chica de Córdoba, de la cuenca de San Luis, cuenca Cuyana y de Alvear.

Sin coladas volcánicas intercaladas, la Formación Saldán (Fig. 2) exhibe una secuencia clástica basal granodecreciente sobre la que suprayace otra secuencia cuspidal con arreglo granocreciente seguido por otro granodecreciente, que se diferencia de la primera a partir de la presencia de facies conglomerádicas con bloques de composición basáltica, minerales de génesis hidrotermal y facies indicadoras de condiciones más fluidas (Piovano *et al.* 1993; Piovano 1994a).

Sobre la base de las características enunciadas, en este trabajo se propone un esquema de correlación estratigráfica de la Formación Saldán con otras secuen-

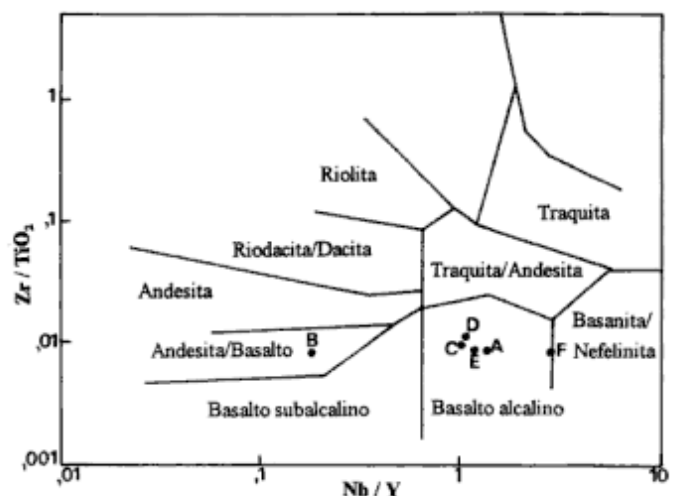
**Tabla 2:** Composición normativa. Las muestras A-E pertenecen a la Formación Saldán. La muestra F a la vulcanita de El Pungo (Escayola com. pers.).

Muestra	A	B	C	D	E	F
Cuarzo	-	-	-	0,97	-	-
Zircón	0,08	0,19	0,24	0,22	0,15	0,05
Ortoclasa	12,66	10,41	21,35	13,66	16,79	3,97
Albita	8,58	16,55	8,23	19,12	9,44	13,53
Anortita	13,11	4,37	5,01	8,81	8,89	14,93
Nefelino	6,17	5,43	0,86	-	4,05	4,77
Diópsido	17,63	16,56	18,72	10,07	18,56	27,83
Wollastonita	8,75	7,1	-	-	6,73	-
Hipersteno	-	-	-	6,35	-	-
Olivino	-	-	1,07	-	-	15,01
Magnetita	8,79	6,33	9,25	7,9	9,35	8,12
Cromita	0,07	0,24	0,04	0,07	0,06	0,11
Hematita	-	3,11	0,76	1,73	-	-
Ilmenita	9,19	19,37	16,77	17,57	14,17	4,86
Apatita	1,35	2,99	4,81	3,43	2,67	1,67

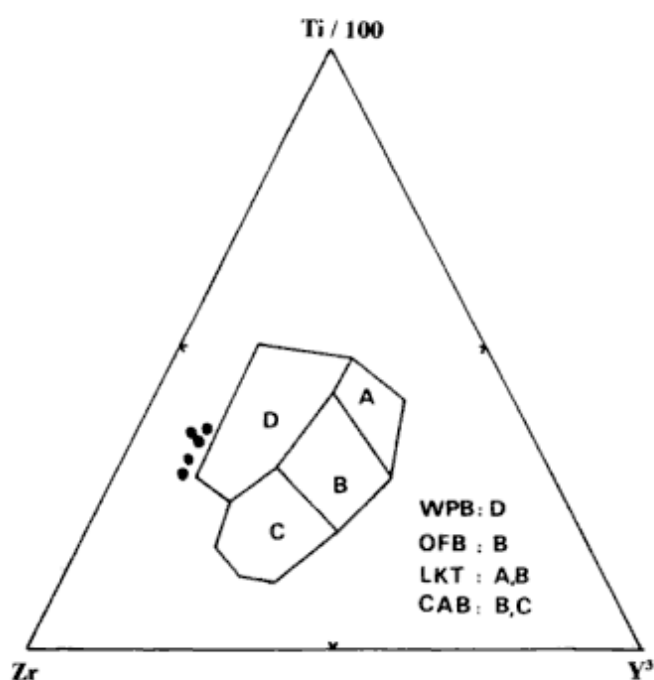
cias circunscriptas a las Sierras Pampeanas de Córdoba, cuenca Chacoparanense y cuenca de Paraná en el sudeste de Brasil (sus ubicaciones pueden observarse en la Fig. 1). Este planteo está sustentado con información geoquímica y radimétrica de las rocas basálticas presentes en la secuencia cuspidal de la Formación Saldán.

### Análisis geoquímicos de los componentes basálticos de la Formación Saldán

Se analizaron cinco bloques basálticos ubicados en las facies conglomerádicas de la secuencia cuspidal de la Formación Saldán (Fig. 2) en la sección de la quebrada del río Suquía, ubicada al oeste de la ciudad de Córdoba. La composición química se determinó por fluorescencia de rayos X (XRAL Laboratories / SGS, Canadá). Los resultados se exhiben en la Tabla 1, que también incluye una muestra de la vulcanita de El Pungo (Escayola, comunicación personal; Fig.1, localidad 2).



**Figura 3:** Clasificación de muestras de bloques basálticos de la Fm. Saldán en el diagrama de Winchester y Floyd (1977).



**Figura 4:** Situación de muestras de bloques basálticos de la Fm. Saldán en el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos según la composición química de los basaltos (Pearce y Cann 1973). WPB: basaltos de intraplaca; OFB: basaltos de corteza oceánica; LKT: basaltos toleíticos con bajo contenido de K; CAF: basaltos de arco isla.

La comparación entre el quimismo de los bloques volcánicos de la secuencia cuspidal y los obtenidos por Gordillo y Lencinas (1967a, 1967b, 1969) y Escayola (com. pers.) en otras sucesiones cretácicas de la Sierra Chica, pone en evidencia que los componentes basálticos de la Formación Saldán exhiben una marcada deficiencia en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{MgO}$ , un exceso en el contenido de  $\text{TiO}_2$  y de óxidos de hierro, y valores similares de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Estas diferencias porcentuales se traducen en la composición mineral normativa (Tabla 2), presentando un alto contenido de ilmenita y magnetita y porcentajes muy bajos de olivino con respecto a la composición normativa dada por los otros autores.

Las rocas, clasificadas de acuerdo al esquema de Winchester y Floyd (1977; Fig. 3), se ubican en el campo de los basaltos alcalinos (muestras A, C, D y E), de las andesitas/basaltos (serie subalcalina, muestra B) y en el límite entre los basaltos alcalinos y las basanitas/nefelinitas (muestra F, vulcanita de El Pungo). Los datos de elementos trazas de otros basaltos cretácicos de la región son insuficientes para establecer una comparación a partir de la misma clasificación. No obstante, Gordillo y Lencinas (1967a, 1967b, 1969, 1979) afirman que las rocas volcánicas de edad cretácica de las sierras de Córdoba (sierra de Los Cóndores, vulcanita de Despeñaderos, Los Molinos, vulcanita de El Pungo) son cosanguíneas y pertenecen a una serie de carácter alcalino, lo que indicaría una analogía química con los basaltos analizados para la Formación Saldán (Fig. 3).

Aunque con alguna probable modificación por meteorización, los tenores de  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  en los basaltos de la Formación Saldán son comparables con el resto de los análisis (cf. Gordillo y Lencinas 1967a, 1967b, 1969) y corresponden a series magmáticas potásicas (muestras A, B, D y E) y fuertemente potásicas (muestra C) (cf. Middlemost 1975).

La afinidad geoquímica planteada permite asociar a los bloques de vulcanitas de la Formación Saldán con las manifestaciones volcánicas cretácicas de las sierras Pampeanas de Córdoba. Asimismo, el carácter potásico marca diferencias con el vulcanismo basáltico toleítico de la cuenca Chacoparanense y de Paraná (Russo *et al.* 1979; Riccardi 1988; Soares 1981).

A través del diagrama discriminante de ambiente tectónico de Pearce y Cann (1973; Fig. 4) se ubica a las rocas de la Formación Saldán dentro del campo de los basaltos alcalinos de intraplaca, que son generalmente asociados al magmatismo de rifts continentales (Araña Saavedra y Ortiz Ramis 1984). Esto último es compatible con el marco de fenómenos extensionales referidos para el tiempo de la depositación de las sucesiones cretácicas de las Sierras Pampeanas y, en particular, con el de la Formación Saldán.

#### Geocronología

Se examinaron muestras del núcleo de los mismos bloques basálticos evaluados químicamente. El análisis isotópico (Tabla 3) se obtuvo por el método K-Ar sobre roca total, en el Centre de Géochimie de la Surface (CNRS, Estrasburgo, Francia). La isocrona (Fig. 5) se calculó según lo propuesto por Faure (1986) y permite establecer para los mismos una edad de  $100,6 \pm 2,8$  Ma correspondiente al Cretácico temprano (Albiano en la escala de Harland *et al.* 1982).

#### Correlaciones de la Formación Saldán

El desarrollo de dos episodios sedimentarios, pre y post-vulcanismo, en la Formación Saldán y la presencia de bloques basálticos geoquímicamente afines a las vulcanitas cretácicas de la Sierra Chica de Córdoba, permiten correlacionarla con las restantes sucesiones

**Tabla 3:** Datos analíticos de K y Ar en roca total.

Muestra	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$	Edad (Ma)
A	1590	0,205	$105,4 \pm 3,0$
B	1288	0,178	$103,6 \pm 2,8$
C	2267	0,34	$97,1 \pm 2,5$
D	1933	0,256	$106 \pm 3,0$
E	3873	0,593	$101,3 \pm 2,4$
Isocrona:			100,6 Ma

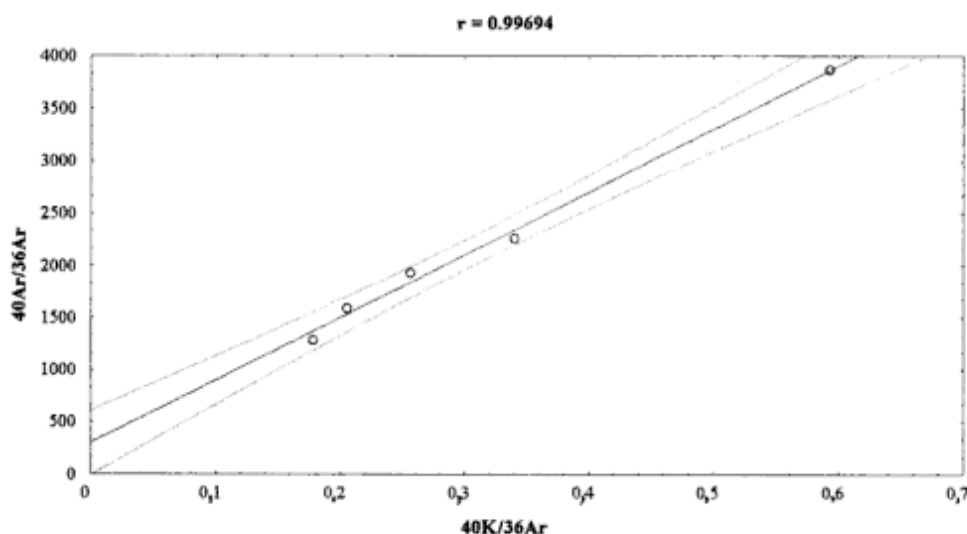


Figura 5: Isocrona K-Ar para los bloques basálticos de la Formación Saldán.

cretácicas del centro y noreste de Argentina y sudeste de Brasil (Fig. 6).

En el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Gordillo y Lencinas 1979), la secuencia basal de la Formación Saldán se correlaciona con los restantes depósitos clásticos pre-basálticos, incluyendo a la Formación Embalse de Río Tercero (Grupo de la Sierra de Los Cóndores), a la secuencia de la sierra de Copacabana-Pajarillo-Maza, al Conglomerado Estancia del Rosario (Grupo Volcanoclástico de El Pungo) y a los niveles clásticos inferiores de las secuencias del Escalón Pampeano. En las Sierras Pampeanas del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero (Lucero Michaut 1979), el Grupo volcanoclástico de la Sierra de Guasayán está constituido por la Formación Los Cerrillos (clástica) y la Formación Ichagón (volcánica). La posición basal (prevulcanismo) de la Formación Los Cerrillos sugiere su equivalencia con el paquete inferior de la Formación Saldán. Aunque no existen dataciones de la Formación Ichagón, Lucero Michaut (1979) le asigna edad cretácica temprana debido a la semejanza litológica que presenta con las vulcanitas de la sierra de Los Cóndores.

La acumulación de la secuencia cuspidal de la Formación Saldán posee una edad límite inferior de  $100,6 \pm 2,8$  Ma, otorgada por la presencia de los bloques basálticos. Esta manifestación volcánica, más joven que en las restantes sucesiones cretácicas tempranas de las Sierras Pampeanas, puede representar la culminación de las emisiones lávicas representadas por la Formación Vulcanitas Rumipalla ( $112 \pm 6$  Ma, Gordillo y Lencinas 1967a) o por los niveles volcánicos superiores de la Elevación Pampeana ( $114 \pm 5$  Ma, Linares y González 1990). Esto permite correlacionar a la secuencia cuspidal de la Formación Saldán con el depósito conglomerádico del Grupo Sierra de Los Cóndores sobreyacente o limitado en base y techo por la Formación Vulcanitas Rumipalla (Minudri y Sánchez 1994), y con la sección

superior de la sucesión volcanoclástica de El Salto-Cerrillos de Almafuerde.

La secuencia cuspidal de la Formación Saldán no se correlaciona estratigráficamente con los depósitos post-basaltos de la Formación Conglomerado Cerro Libertad (Grupo de la Sierra de Los Cóndores), por cuanto éstos constituyen un episodio sedimentario más antiguo desarrollado entre las Vulcanitas Cerro Colorado ( $130 \pm 6$  Ma) y las Vulcanitas Cerro Rumipalla ( $112 \pm 6$  Ma). La manifestación volcánica inicial (entre 130 y 116 Ma) no ha sido diferenciada en la Formación Saldán, ya que la secuencia basal se caracteriza por la falta de clastos de naturaleza volcánica y la secuencia cuspidal incluye rodados basálticos datados individualmente entre  $97,1 \pm 2,5$  y  $105,4 \pm 3$  Ma (Tabla 3). La posición estratigráfica del Fanglomerado del Valle del Sol (Grupo volcanoclástico de El Pungo) no es precisa y se lo considera de edad cretácica (Schmidt et al., en prensa) o inclusive terciaria (Gordillo y Lencinas 1979).

El control estructural común que presentan las sucesiones cretácicas de la Elevación Pampeana (Fig. 1, localidades 4, 5 y 6) y la Formación Saldán, sumado a las similitudes en el desarrollo litológico y estratigráfico, permite incluirlas dentro de la denominación de Formación Saldán, aunque contengan mantos basálticos del primer episodio eruptivo.

Es importante mencionar que la Formación Villa Belgrano (Santa Cruz 1972) se presenta en discordancia sobre la Formación Saldán, en la pendiente oriental de la sierra Chica de Córdoba al oeste de la ciudad de Córdoba. Piovano (1994b) la considera de edad terciaria por quedar claramente diferenciada de la Formación Saldán a partir de su posición estratigráfica superior, de su menor grado de consolidación y del paleoambiente depositacional, que está relacionado principalmente con sistemas fluviales entrelazados y en menor proporción con flujos de detritos.



La presencia de paquetes silicoclásticos rojos separados por una entidad de rocas efusivas, también ha sido reconocida en las cuencas Chacoparanense (Russo *et al.* 1979) y en la cuenca de Paraná en Brasil (Soares 1981), Uruguay (Sprechmann *et al.* 1981) y noreste de Argentina (Padula 1972; Gentili y Grimoldi 1979).

En la cuenca Chacoparanense, la Formación Tacuarembó es un conjunto de capas rojas que se dispone interdigitada a los basaltos de la Formación Serra Geral, constituyendo una secuencia basal, media y cuspidal en relación a las lavas volcánicas datadas entre los 141 y 120 Ma (Russo *et al.* 1979).

En la cuenca de Paraná (sudeste de Brasil), las areniscas eólicas de la Formación Botucatu (Jurásico tardío - Cretácico temprano) forman una sucesión parcialmente coetánea a las lavas de la Formación Serra Geral datadas en 147 - 100,5 Ma (Riccardi 1981). A su vez, las lavas están sobrepuestas por las capas rojas del Grupo Baurú atribuido al Cretácico tardío (Soares 1981). Estas relaciones estratigráficas (en las cuencas Chacoparanense y de Paraná) permiten postular una correlación con porciones de las secuencias basales (de edad neocomiana) y la secuencia basal de la Formación Saldán. También puede correlacionarse la secuencia cuspidal de la Formación Saldán con la equivalente de la Formación Tacuarembó y con los niveles de la Formación Botucatu interdigitados con lavas datadas en 100,5 Ma. Aunque el Grupo Baurú

constituya la secuencia cuspidal de la cuenca de Paraná, no es correlacionable con la secuencia cuspidal de la Formación Saldán por ser de edad cretácica tardía (Soares 1981).

## Conclusiones

El desarrollo de las secuencias basal y cuspidal en la Formación Saldán, definidas por el análisis de facies (Piovano 1994b) y por la presencia de bloques basálticos y minerales hidrotermales (Piovano *et al.* 1993), permite inferir un relleno episódico de la cuenca. El *rifting* formador de la cuenca fue sucedido por un primer ciclo de sedimentación durante el Cretácico temprano, que fue posteriormente interrumpido como resultado de una reactivación tectónica con vulcanismo asociado, datado en  $100,5 \pm 2,8$  Ma (edad por isocrona). Tras un período erosivo la sedimentación se reanudó, con un episodio final desde el Cretácico temprano.

Un cuadro estratigráfico con depositación clástica interrumpida por el vulcanismo o coetáneo al mismo, puede ser diferenciado en las sucesiones de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Pampeanas del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, en las cuencas Chacoparanense y de Paraná (Brasil, Uruguay y noreste

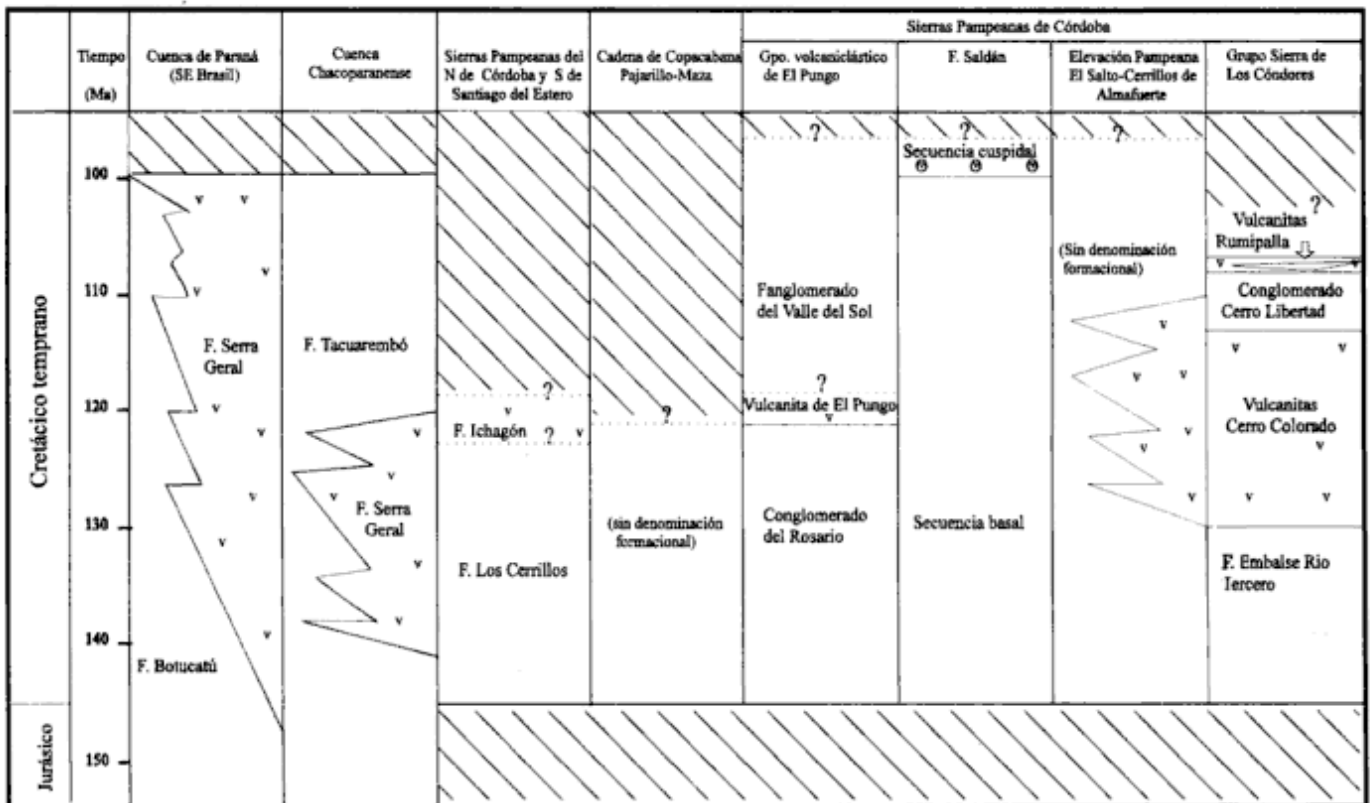


Figura 6: Cuadro de correlación estratigráfica regional de la Formación Saldán.

de Argentina). Considerando al depósito conglomerádico intercalado y sobreyacente a la Formación Vulcanitas Rumipalla y su correlación con la Formación Saldán, pueden diferenciarse tres episodios principales de sedimentación, visibles en su totalidad en la Sierra de los Cóndores. La secuencia basal de la Formación Saldán correspondería al primero, mientras que la cuspidal se asocia al tercer episodio sedimentario posterior a la manifestación volcánica local, póstuma del Cretácico inferior en Sierras Pampeanas de Córdoba. A excepción del Grupo volcanoclástico de El Pungo y de las Formaciones Los Cerrillos e Ichagón, en las Sierras Pampeanas del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, la sedimentación de las sucesiones restantes ocurre alternadamente al vulcanismo.

El primer evento eruptivo de Sierras Pampeanas no pudo identificarse en la Formación Saldán. Podrían considerarse dos hipótesis: una es que el episodio de sedimentación inicial no fue interrumpido hasta el evento volcánico de  $100,5 \pm 2,8$  Ma de edad, mientras que la otra alternativa es que ocurrió pero se encuentra en la zona cubierta entre la secuencia basal y cuspidal (Fig. 2). La ausencia de rodados basálticos con edades inferiores a las datadas va en detrimento de la última hipótesis. La investigación en curso, con el auxilio de la abundancia de tierras raras en las sedimentitas de la Formación Saldán, puede resultar una herramienta útil en dilucidar este interrogante.

## Agradecimientos

El autor agradece especialmente a Pedro J. Depetris por dirigir la tesis doctoral de la cual este trabajo forma parte. Asimismo, a Peter Stille del Centre de Géochimie de la Surface, CNRS, Estrasburgo, por las dataciones radimétricas, a Alicia Kirschbaum por la lectura crítica del manuscrito y a Mónica Escayola por facilitar parte de sus resultados. Los trabajos se realizaron merced a subsidios otorgados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), el Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Provincia de Córdoba (CONICOR) y la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Araña Saavedra, V.C. y Ramis, R.O., 1984. *Volcanología*. Ed. Rueda, 491 p., Madrid.
- Astini, R.A., Pezzi, L.I. y Massey, G.A., 1993. Paleogeografía y paleoambientes del Cretácico de la Sierra de Pajarillo-Copacabana-Maza, noroeste de Córdoba. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza)*, 1: 107-176. Buenos Aires.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C.A. y Ramos, V.A., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis)*, pp. 155-192. Buenos Aires.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, Inc., 589 p., New York.
- Gentili, C. A. y Grimoldi, H.V., 1979. Mesopotamia. En: Turner, J.C. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional Argentina*, 1. pp. 185-223. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1967a. Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 46(1): 73-108. Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1967b. El basalto nefelínico de El Pungo, Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 46(1): 110-115. Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1969. Perfil geológico de la Sierra de Córdoba en la zona del río Los Molinos, con especial referencia a los diques traquibasálticos que la atraviesan. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 47(1): 25-50. Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J.C. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional Argentina*, 1. pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A., Smith, A.G. y Walters, R., 1982. *A geological time scale*. Cambridge University Press, 131 p. Cambridge.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. y Uliana, M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y recursos naturales de Mendoza. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, 1(9), pp. 87-114. Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, 1957-1987. *Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria*, 19: 1-628. Buenos Aires.
- Lucero Michaut, H.N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En: Turner, J.C. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional Argentina*, 1. pp. 293-347. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 5: 597-604.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth Science Reviews*, 11: 337-364.
- Minudri, C.A. y Sánchez, M.L., 1994. Paleoambientes de sedimentación de la sección superior del Grupo Sierra de Los Cóndores (Cretácico Inferior), Córdoba, Argentina. *5° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 29-34.
- Padula, E.L., 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. En: *Geología Regional Argentina*. pp. 213-237. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- 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.
- Piovano, E.L., 1994a. Facies de mantos de crecida y cauces efímeros en la Formación Saldán, Cretácico inferior, Sierra Chica de Córdoba. *Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología*, 35-40. Tucumán.
- Piovano, E.L., 1994b. Interrelaciones del modelo deposicional de la Formación Saldán (Cretácico inferior, Sierra Chica de Córdoba, Rep. Argentina) con los parámetros físicos y químicos. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 286 p. (inédito).
- Piovano, E.L. y Astini, R.A., 1990. Facies de abanico aluvial semiárido en la Formación Saldán, Qda. del río Suquia, Sierra Chica de Córdoba. *3° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 217-222. Buenos Aires.
- Piovano, E.L., Bertolino, S.R. y Depetris, P.J., 1993. Presencia de estilbita como indicadora de hidrotermalismo en la Formación Saldán, Provincia de Córdoba, Argentina. *Actas 12° Congreso*

- Geológico Argentino (Mendoza), 5: 216-221. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous system of Southern South America. Geological Society of America, Memoir, 168: 1-161.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Turner, J.C. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1. pp. 139-183. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Sánchez, M.L., Villegas, M.B. y Poire, D.G., 1990. Paleogeografía del Cretácico inferior en el área de la Sierra de Los Cóndores, Provincia de Córdoba, República Argentina. 3° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 235-246. Buenos Aires.
- Santa Cruz, J.N., 1972. Geología al este de la Sierra Chica (Córdoba), Valle del río Primero. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 1(3-4): 102-109. Córdoba.
- Santa Cruz, J.N., 1974. Geología al este de la Sierra Chica (Provincia de Córdoba) entre La Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentarias. 5° Congreso Geológico Argentino (Carlos Paz), Actas, 4: 221-234. Buenos Aires.
- Santa Cruz, J.N., 1979. Aspectos sedimentológicos de las formaciones aflorantes al este de la Sierra Chica de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33(3): 232-244. Buenos Aires.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E., en prensa. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, Southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.): Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62.
- Soares, P.C., 1981. Estratigrafía das Formações jurássico-cretáceas na Bacia do Paraná - Brasil. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1. pp. 271-302. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires.
- Sprechmann, P., Bossi, J. y Da Silva, J., 1981. Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1. pp. 239-270. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociencias, 18: 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1990. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (Eds.): Extensional Tectonics and Stratigraphy of the north Atlantic Margins. pp. 599-614. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 46.
- 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.
- Yrigoyen, M.R., 1975. La edad cretácica del Grupo Gigante (San Luis) y su relación con cuencas circunvecinas. Primer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 29-56. Tucumán.
- Zambrano, J.J., 1981. Distribución y evolución de las cuencas sedimentarias en el continente Sudamericano durante el Jurásico y el Cretácico. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1. pp. 9-44. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires.

**Recibido:** 20 de marzo, 1995

**Aceptado:** 29 de noviembre, 1995

# Estratigrafía del Grupo Cuevo (Pérmico-Triásico Inferior) y del Grupo Tacurú (Jurásico) en las márgenes del río Bermejo (Orán, Salta y Tarija, Bolivia)

Renata Nela TOMEZZOLI

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina*

**ABSTRACT.** *Stratigraphy of the Cuevo (Permian-Lower Triassic) and Tacurú (Jurassic) Groups along the Bermejo river (Orán, Salta and Tarija, Bolivia). A detailed study of the Cuevo and Tacurú Groups along the Bermejo river (Argentina/Bolivia boundary) focussed on the late Palaeozoic and early Mesozoic sequences of Sierras Subandinas. The sedimentary environments were deduced from the study of facies and sedimentary structures. The lower units of Cuevo Group consist of aeolian sediments, with wet and dry interdunes, whereas the upper units are those of a shallow marine carbonate platform and lake deposits. By comparison with other formations containing Permian fossils, the age of the Cuevo Group is considered to range from Early Permian to Early Triassic, the Tacurú Group represents a dune field developed during Late Triassic times. Regional correlations contribute to an improved stratigraphical knowledge of the area.*

## Introducción

El propósito de este trabajo es contribuir al conocimiento estratigráfico del Grupo Cuevo (Schlatter y Nederloff 1966), de edad pérmica media-triásica inferior, representado en el territorio argentino por tres unidades: Formación Cangapi (Mauri *et al.* 1956), Formación Vitiacua (Mather 1922) y Formación Ipaguazú (Padula y Reyes 1958) y del Grupo Tacurú (Mather 1922), precretácico, posiblemente triásico tardío-jurásico (Fig. 1). La zona estudiada se halla en el norte de la provincia de Salta, en la jurisdicción del Parque Nacional Baritú y en el departamento de Tarija, en Bolivia. Se encuentra comprendida entre los 22° 22' - 22° 30' S y los 64° 27' - 64° 35' O (Fig. 2). Estas unidades expuestas a lo largo de las márgenes del río Bermejo, que en ese tramo de su recorrido coincide precisamente con el límite internacional argentino-boliviano, corresponden al extenso ámbito geológico de las Sierras Subandinas Occidentales.

Los primeros trabajos existentes en la zona con fines científicos fueron llevados a cabo por Bonarelli (1913). Posteriormente otros investigadores tales como Schlagintweit (1938), Jakúlica (1951), Padula y Reyes (1958), Gebhard (1970), Robbiano (1971) y Reyes (1972, 1974, 1978), Mingramm *et al.* (1979) y Salfity *et al.* (1986) entre otros, contribuyeron al conocimiento geológico de la región. Las investigaciones más recientes en el área se llevaron a cabo por la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

El presente es un resumen del Trabajo Final de Licenciatura de la autora presentado en la Universidad de

Buenos Aires en 1992, con el cual se intenta aportar nuevos datos de una región del país con problemas geológicos aún no resueltos.

Se levantaron dos perfiles, uno de ellos en la localidad de Pozo de Balapuca (al norte de la estación de aforo homónima), el otro en el paraje de Nogalito (Fig. 2). Para las litofacies de areniscas y calizas se siguió la nomenclatura propuesta por Porter (1987) y Dunham (1962). Los perfiles fueron graficados de acuerdo con la metodología seguida por Yacimientos Petrolíferos Fiscales, se grafican todos los elementos visibles en el campo y la granulometría queda definida por la posición ocupada en el perfil (Figs. 3, 4 y 5).

## Sinopsis estructural y estratigrafía

La estructura de la región se distingue por pliegues asimétricos y corrimientos con vergencia oriental, característicos de la faja plegada y corrida de piel fina que se desarrolla en todo el ámbito de las Sierras Subandinas.

En este trabajo las secuencias neopaleozoicas y eomesozoicas del norte de la Argentina fueron ordenadas según la nomenclatura estratigráfica usada en Bolivia y siguiendo las bases planteadas en el Código Argentino de Estratigrafía (1992), Artículo 18.3 (Fig. 1).

La cuenca neopaleozoica-eomesozoica de Tarija (Fig. 2) ocupa un extenso dominio de sedimentación desarrollado principalmente en Bolivia. Su extremo austral se ubica en el norte de la Argentina en las provincias de



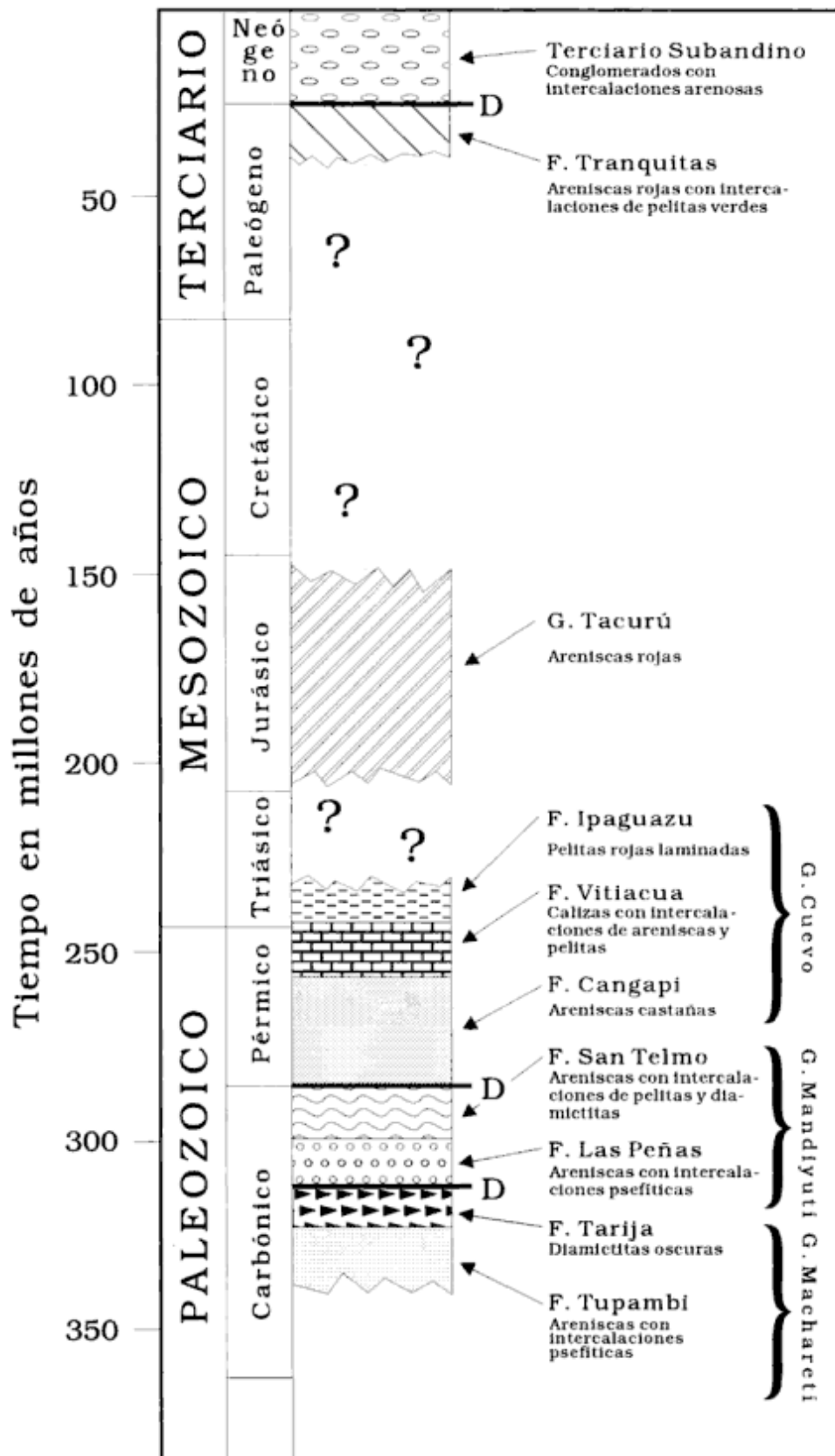


Figura 1: Columna estratigráfica generalizada. Nombres informales.

Salta y Jujuy. Comienza con los depósitos de los Grupos Macharetí y Mandiyutí portadores de registros glacígenos. Sobre la base de las dataciones palinológicas de Arrondo (1990), su apertura se remonta al Westfaliano y culmina con los depósitos de los grupos Cuevo y Tacurú descriptos a continuación.

### Grupo Cuevo (Schlatter y Nederloff 1966)

En discordancia sobre el Grupo Macharetí yacen los depósitos correspondientes al Grupo Cuevo. Durante muchos años existió confusión con respecto a la edad y extensión de estos depósitos debido a su monotonía y escasez de fósiles. Bonarelli (1913 y 1921) y Ortiz (1968) utilizaron los nombres de "Areniscas Inferiores" y "Horizonte Calcáreo Dolomítico" para las sedimentitas del Grupo Cuevo y las del Grupo Salta (cretácicas). Otros lo consideraron equivalente al "Calcáreo Margas Multicolores" y lo ubicaron en el Cretácico (Ahlfeld y Branisa 1960).

En base a su contenido fosilífero fue considerado tradicionalmente triásico (Beltan *et al.* 1987, en Sempere 1990); sin embargo, teniendo en cuenta las similitudes que existen entre la Formación Vitiacua y la Formación Copacabana (asignable al Pérmico en la cuenca de Tarija) y el hallazgo reciente de fósiles pérmicos, es posible asignarle edad pérmica inferior-triásica inferior.

### Formación Cangapi (Mauri *et al.* 1956)

Originariamente fue conocida con el nombre de "Areniscas Inferiores", "Areniscas de los Crestones" (Schlagintweit 1938), "Estratos de Mandiyutí" (Arigós y Vilela 1949), "Calcáreo de Vitiacua y Areniscas Asociadas" en referencia a los niveles superiores de la Formación Cangapi y a la totalidad de la Formación Vitiacua, asignándoles edad cretácica. La localidad tipo de esta unidad es El Tunal, en la Sierra de Tatarenda en Bolivia (Ahlfeld y Branisa 1960). En las localidades de Balapuca y Nogalito alcanza 132 m y 68 m de espesor respectivamente.

La Formación Cangapi (Pérmico inferior) sobreyace a la Formación San Telmo (Carbonífero superior) mediante un contacto suavemente erosivo y es cubierta en contacto definido por la Formación Vitiacua.

En los perfiles realizados (Figs. 3, 4 y 5) se reconocieron cuatro litofacies:

**Litofacies Sfme:** Son areniscas finas a medianas, con estratificación entrecruzada de gran escala. Los colores predominantes son el castaño rojizo y el naranja amarillento con tonalidades verdosas a gris oliva suave. Los sets están limitados por superficies de erosión planas o suavemente curvas, algunos de los cuales son de escala gigante (7 a 8 m). Internamente, las láminas son de hasta

10 cm, dispuestas paralelamente entre sí, con colores característicos alternantes y en general son continuas y horizontales o suavemente tangenciales a las superficies limitantes inferiores y truncadas en el techo. Individualmente presentan buena selección. En general, los granos son redondeados. Un rasgo muy común es la presencia de capas de areniscas, de granulometría un poco más gruesa, macizas, suavemente acuñadas o bien continuas, de hasta 5 cm, que se intercalan en el conjunto acompañadas por un cambio de color. A la vez se distinguen niveles con cuerpos arenosos macizos, oblatos y prolados de hasta 25 cm de ancho por 1 m de largo, que se disponen en forma discordante a la laminación, obliterándola por completo (Fig. 6a). Otra característica son las concreciones carbonáticas, capas calcáreas o silíceas de espesores milimétricos y nódulos de ftanita violáceos de hasta 15 cm de diámetro, dispuestos en forma casi continua. Por otra parte, son comunes nódulos de sulfuros de color negro, ovalados y rodeados de aureolas de alteración.

**Litofacies Sfh:** Comprende areniscas finas con laminación horizontal a subhorizontal. Son de color gris pardo rojizo y alternan ocasionalmente con láminas verde grisáceas, de granulometría más gruesa. Los sets están suavemente inclinados, son tabulares y están limitados por capas planas. La litofacies presenta buena selección, con granos bien redondeados. Internamente las láminas suelen medir hasta 5 mm y se disponen en forma paralela, aunque algunas presentan superficies ligeramente convexas hacia arriba. Localmente se observan estructuras de corte y relleno, ondulitas y láminas macizas de hasta 1 cm. En algunos tramos, la laminación está deformada, difusa, desorganizada e incluso llega a perderse totalmente. En muchos casos a partir de un "núcleo" blanquecino, se extienden cuñas de arena macizas, que alcanzan hasta 50 cm de largo (Fig. 6b). Es llamativa la presencia de estructuras ovales de arena de hasta 30 cm de longitud, dispuestas en forma casi paralela a los planos de estratificación. Otras características son la presencia de trazas de *Skolithos* sp., vestigios de malaquita y nódulos de carbonatos. Hay algunos horizontes discretos, intercalados entre la laminación con estructuras contorneadas y tubos casi verticales, angostos y de pocos centímetros de altura.

**Litofacies Smfm:** Consiste en areniscas macizas medianas a finas. El color característico es castaño rojizo, ocasionalmente con tonalidades verdosas. Internamente se dispone en paquetes tabulares de 50 cm limitados por superficies casi planas con deformación incipiente. Ciertos niveles presentan laminación muy suave y algo ondulosa, algunos incluso poseen mayor dureza que el resto. La selección es buena y los granos están bien redondeados. Se destacan algunas láminas milimétricas carbonáticas y de yeso, como también nódulos de sílice oblatos de hasta 20 cm, dispuestos en forma paralela a la laminación. Otro rasgo llamativo es la presencia de capas discontinuas de ftanita violeta seguidas por areniscas con ondulitas. Hacia los niveles superiores, se

advierte que dichas capas alternan con areniscas con ondulitas de oscilación o de corriente; eventualmente están bioturbadas y con nódulos calcáreos. El cemento es de composición similar.

**Litofacies Sml:** Está compuesta por areniscas medianas laminadas, de color gris claro y muy friables, que se disponen en cuerpos tabulares de 1 m, limitados por superficies planas o suavemente onduladas. Internamente se observa una alternancia de areniscas finas y medianas laminadas. Las capas son centimétricas, paralelas y separadas en su mayoría por contactos netos o suavemente erosivos, en cuyo caso se asocian con láminas muy delgadas de material más fino y oscuro. Cabe destacar que las diferencias granulométricas están acompañadas por cambios de color gris a verde. Individualmente, cada una de las láminas presenta una selección muy buena y los granos están muy bien redondeados. En los niveles basales se observan intraclastos pelíticos de casi 2 cm de diámetro y de color verde. Es importante destacar la presencia de trazas fósiles, de 5 cm de longitud y hasta 5 mm de ancho.

#### Contenido fosilífero y edad

“Si bien en algunas áreas del territorio boliviano la Formación Cangapi cubre un fallamiento normal que afecta a las Formaciones Escarpment y San Telmo (carboníferas), en ciertas comarcas del sur sobreyace al miembro superior Caiguami de la Formación San Telmo con sólo una leve discontinuidad litológica” (Sempere 1990, p. 13). La ausencia de un hiato entre las dos unidades lleva a algunos autores a ubicar la discontinuidad entre el Grupo Mandiyutí y el Grupo Cuevo en el Estefaniano medio. Sin embargo, si consideramos a estas sedimentitas como un “equivalente temporal de origen eólico y fluvial de la Formación Copacabana (en Bolivia) de edad pérmica, depositada en una plataforma carbonática” (Sempere 1990) y la correlación (planteada por Starck *et al.* 1991a y 1991b) con las sedimentitas de los Grupos Passa Dois (Brasil) y Ecca (Sudáfrica) que portan fósiles pérmicos, se puede inferir para la Formación Cangapi una edad pérmica inferior.

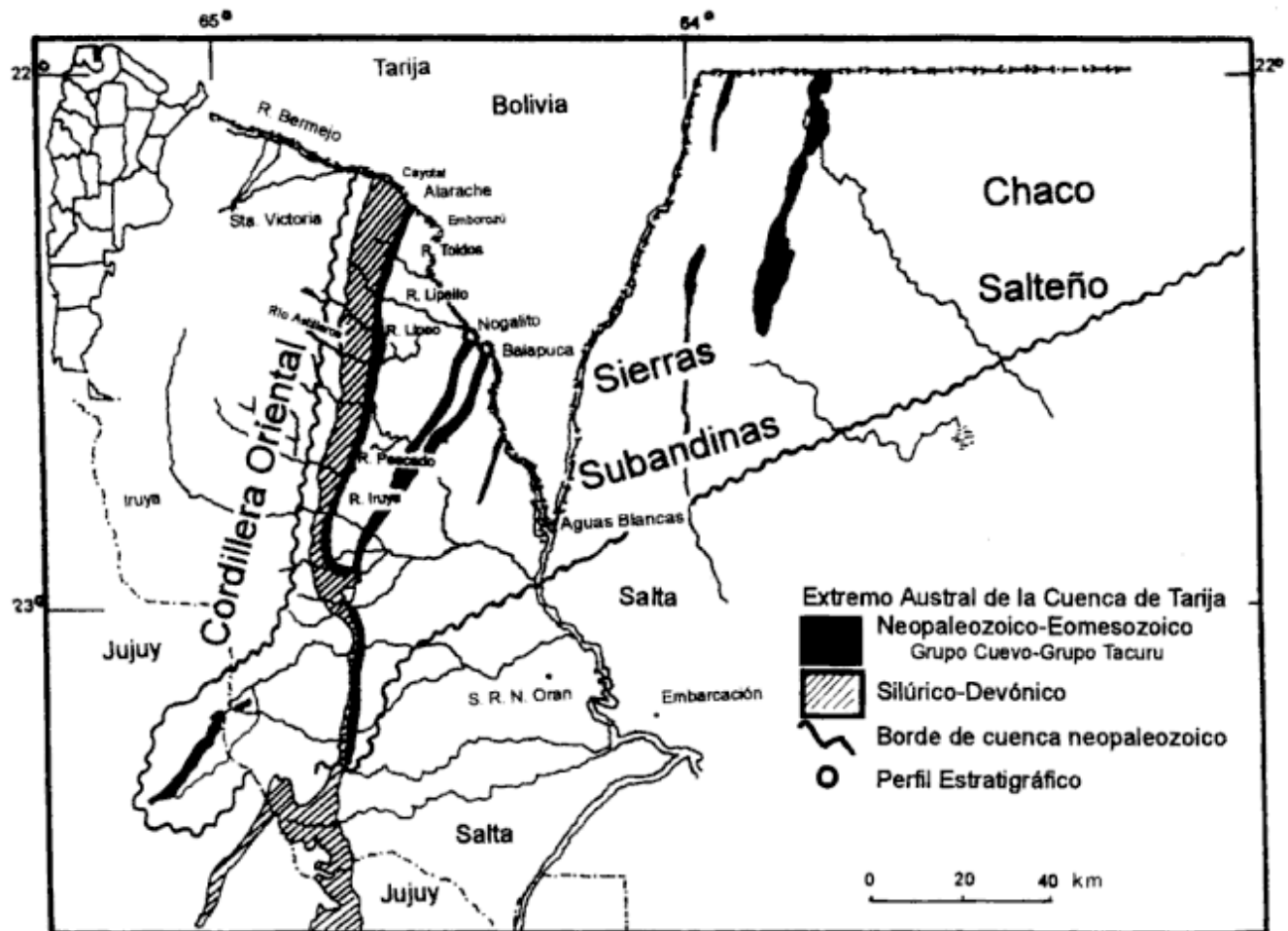


Figura 2: Mapa de ubicación que incluye un bosquejo de los márgenes meridionales de la Cuenca de Tarija. Adaptado de Starck *et al.* (1991b).

### Interpretación

En conjunto esta secuencia sedimentaria es interpretado como un sistema depositacional eólico sobre la base de la presencia de espesores potentes de areniscas finas a medianas, muy bien seleccionadas y dispuestas en *sets* entrecruzados característicos. Se reconoce entrecruzamiento tipo tabular planar y tangencial, asociado con el desarrollo de planos limitantes de distintos órdenes, algunos de los cuales representan verdaderas superficies de truncamiento. La litofacies S<sub>fme</sub> es sin duda la más representativa, formada por una migración amplia de dunas eólicas por encima de un draas. Sobre las caras de pendiente uniforme ubicadas a sotavento, se apoyan capas de areniscas macizas, que representan depósitos de caída de granos y de flujos de granos.

La presencia de los cuerpos arenosos macizos estaría vinculada con avalanchas en las caras de las dunas, provocadas por la acción directa de la gravedad sobre cada uno de los granos, o bien con deslizamientos y derrames de arena húmeda ocurridos en momentos de lluvia. Asimismo, cabe la posibilidad de que se relacionen con trazas fósiles, que corresponderían a la denominada *Digitichnus* vista de perfil (Maples 1991, comunicación verbal), mientras que las formas mayores corresponderían a estructuras de reposo de vertebrados (similares a las expuestas por Clemmensen et al. 1983).

Los nódulos de fanita y concreciones carbonáticas indican condiciones climáticas muy áridas donde la cantidad de agua disponible para provocar la disolución total de las sales es insuficiente y como consecuencia éstas se acumulan como cristales discretos y capas cementadas continuas (Pye 1983).

Entre las litofacies S<sub>fh</sub> (areniscas finas con laminación horizontal) y S<sub>fme</sub> (areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada) media una superficie de separación muy vasta y extensa de naturaleza aparentemente plana (Fig. 6a), que trunca a las dunas marcando el pasaje al área de interduna. Su origen se relaciona con un cuerpo de agua somero que habría erosionado a las capas infrayacentes.

Muchas de las características observadas en los depósitos eólicos de bajo ángulo son comparables con las *sand sheet* descritas por Fryberger et al. (1979), que corresponden a ambientes depositacionales periféricos así como de interduna. Las superficies de corte y relleno de pequeña escala resultarían de la erosión del viento alrededor de cuevas de insectos reforzadas con granos más gruesos o de las raíces de las plantas. Las láminas finas, discontinuas y de suave inclinación se habrían originado por caída de granos. Los horizontes contorteados descriptos están compuestos por tubos de escapes de fluidos muy cercanos entre sí, aunque también pueden resultar por una sobrecarga de las dunas superpuestas sobre los depósitos de interduna saturados en agua.

Los tramos deformados con características similares a cuevas, posiblemente sean trazas fósiles de artrópodos y

corresponderían a habitáculos antes que a caminos (Ahlbrandt et al. 1978). Estas cuevas verticales están truncadas por erosión y no continúan hacia los estratos suprayacentes. Asimismo, la laminación completamente obliterada, resultaría de la disrupción por las raíces de las plantas.

Las estructuras proladas previamente descritas ocurren dentro de los sedimentos de interdunas en las áreas de mayor humedad donde se dan alternativamente episodios de inundación y somerización. Estos se pueden asociar con playas de lagos o ríos esporádicos como respuesta a lluvias repentinas. El cambio en la tenacidad de los materiales limoarcillosos y las variaciones del medio, dan como resultado el agrietamiento y cuarteo de las capas de mayor longitud. De este modo, los sedimentos menos afectados se insertan en el medio de las capas de material más fino plegado (*curled mud flakes* de Detlef y Yadled 1985).

En los depósitos eólicos el empaquetamiento y el grado de selección muestran variaciones considerables, dependiendo del modo de depositación de cada lámina. Muchos mecanismos pueden producir la reorganización de los granos para dar una fábrica más compacta como la observada en la litofacies S<sub>mf</sub>. Por ejemplo la presión diferencial por sobrecarga que, a pesar de ser relativamente pequeña comparada con la producida por soterramiento, es suficiente para movilizar las partículas finas hasta los espacios vacíos rellenándolos. Como consecuencia de ello, se advierte la pérdida de porosidad. En general, la mayor oclusión de las cavidades porales ocurre cerca de la superficie por meteorización y precipitación de minerales autigénicos (Pye 1983).

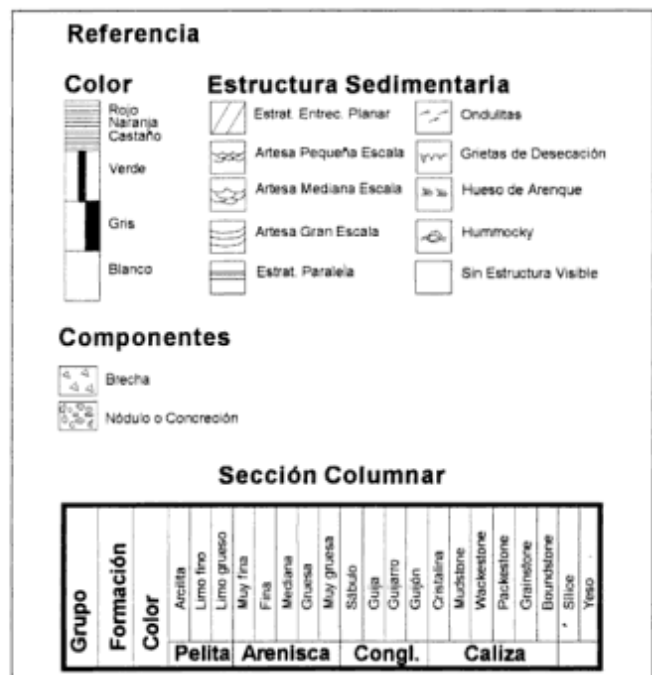
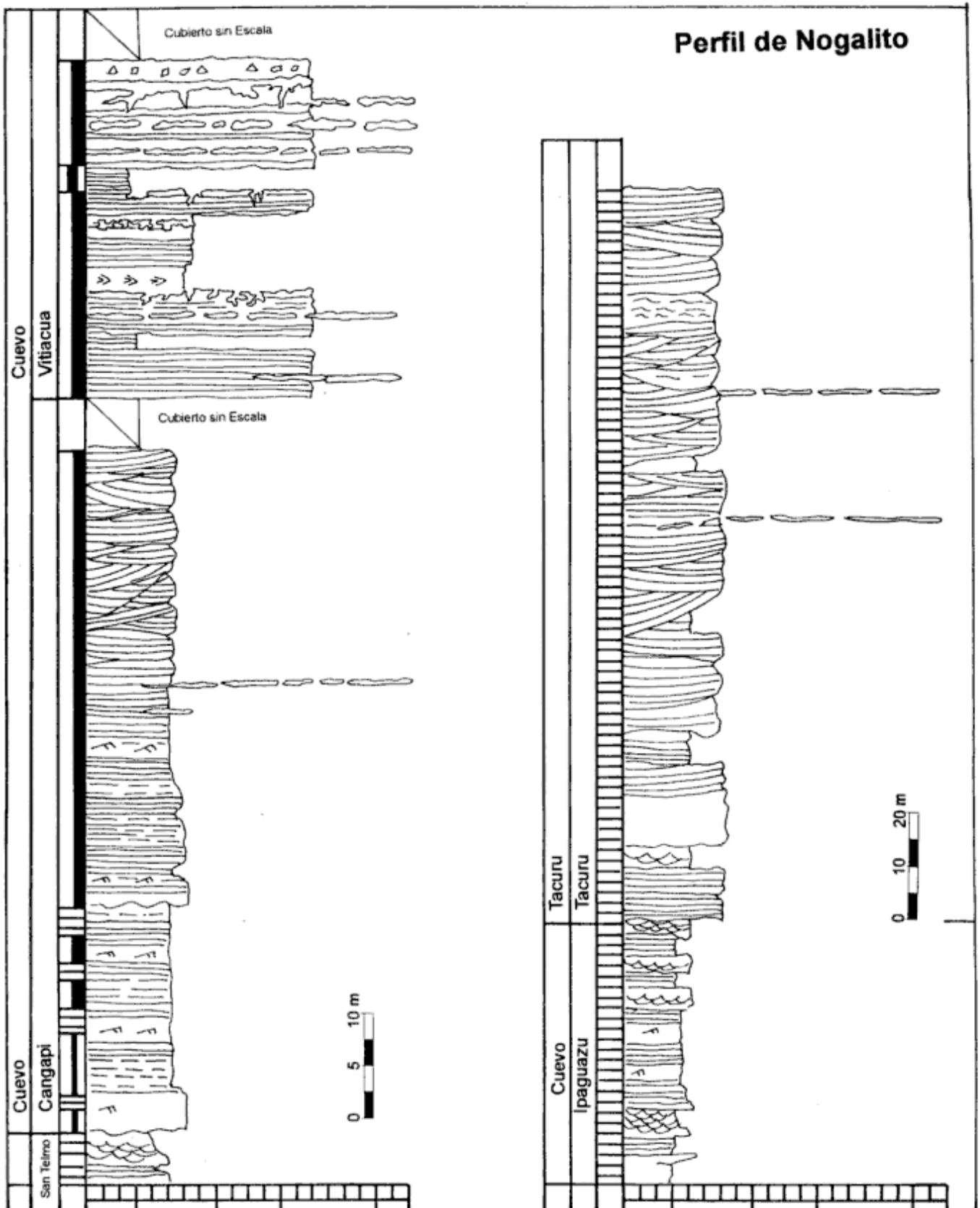


Figura 3: Referencias de los perfiles. Adaptada de la metodología utilizada por Yacimientos Petrolíferos Fiscales.





**Figura 4:** Perfil de Nogalito. Se destaca que el Grupo Tacurú fue graficado con una escala diferente que los anteriores.

La litofacies Smfm puede ser interpretada como una interduna húmeda. Las evidencias son las capas cementadas con yeso, carbonatos y nódulos de sílice, cuyo origen estaría vinculado a la evaporación de las aguas subterráneas saladas, que ascienden periódicamente por capilaridad. Por otra parte, la presencia de ondulitas de corriente y de oscilación refleja la existencia de un cuerpo de agua efímero y somero. En esta litofacies la bioturbación se relacionaría directamente a la acción excavadora de las raíces.

Sobre la base de las características previamente descritas de la litofacies Sml, es posible asociarla con depósitos de caída de granos. En muchos casos se dan como un tipo de estratificación a sotavento de las crestas de las dunas; ocurren sobre las pendientes suaves en la zona de separación del flujo, como consecuencia del cambio en las condiciones energéticas.

Es muy posible que los contactos suavemente erosivos asociados con material arcilloso correspondan a la laminación de tipo *pin stripe*, cuyo origen estaría vinculado a la acumulación de limo o arena muy fina en los senos de las dunas activas. El material fino que llega a esta posición es bombardeado por los granos más gruesos que caen desde el tope; de este modo, los granos más pequeños quedan atrapados entre los intersticios de los mayores, sin que puedan ser puestos nuevamente en movimiento (Fryberger y Schenk 1988). Otro mecanismo para explicar su génesis, es que se formen en el tope de cada estrato de caída, como consecuencia de una reducción en la velocidad del viento. Los intraclastos pelíticos están asociados con mecanismos de decantación, en cuerpos pequeños de agua. En conclusión se acepta que la litofacies Sml se habría formado en un ambiente de interduna seca.

### **Formación Vitiacua (Mather 1922)**

Según Leanza (1969, p. 394) "Pocas Formaciones geológicas han sido tan diversamente interpretadas desde los puntos de vista cronológico y genético como el Horizonte Calcáreo-Dolomítico (Bonarelli 1913). Se lo creyó de origen marino o dulceacuícola, o marino en Bolivia pasando a facies de agua dulce en la Argentina. Su edad fue considerada como pérmica, triásica, jurásica inferior e inclusive cretácica. Tal diversidad de opiniones se debió al hecho de haberla confundido con formaciones de diferentes edades y génesis". Así el nombre de "Horizonte Calcáreo-Dolomítico", en las sierras del Alto y Aguaraquí (desprovisto de fósiles), se aplicó a tres formaciones: las calizas muy fosilíferas del Grupo Salta (Formación Yacoraite, cretácica), Formación Miraflores (cenomaniana, restringida a Bolivia) y Formación Vitiacua (Grupo Cuevo), al que corresponde el verdadero "Horizonte Calcáreo Dolomítico" de Bonarelli (1913), que se describirá a continuación.

### *Distribución areal y espesores*

Se extiende desde las Sierras Subandinas situadas al norte de Orán, hasta la latitud de Macharetí (Bolivia). El perfil tipo se encuentra en la quebrada de Vitiacua ubicada en la sierra de San Antonio (Padula y Reyes 1958). En la Argentina sus afloramientos son escasos. En el anticlinal de Macueta presenta un espesor promedio de 17 m. En la quebrada del río Caraparí apenas supera los 12 m. Las exposiciones mejor preservadas se ubicarían aguas arriba del río Bermejo, en la localidad de Alarache, cercanos al Cayotal.

Los afloramientos estudiados presentan un espesor de 32 m en Nogalito y 25 m en Balapuca. Se apoya concordantemente y en contacto neto sobre la Formación Cangapi. Por encima de ella el afloramiento está cubierto, por ello no es posible apreciar el contacto con la Formación Ipaguazú, suprayacente.

### *Descripción de facies*

Se diferenciaron facies calcáreas y facies epiclásticas.

**Facies de dolomudstones:** Está constituida por dolomudstones de color gris claro, laminados o macizos, dispuestos en capas paralelas de 10 a 20 cm de espesor limitadas entre sí por contactos planos o suavemente ondulados. La laminación es paralela o bien ondulosa, de pocos milímetros hasta 2 cm.

Son comunes las grietas de desecación, muchas de las cuales están rellenas con sílice. Los polígonos son irregulares, alcanzan hasta 10 cm de ancho y ocasionalmente superan el metro de longitud. Se disponen generalmente en el tope de las capas. El análisis de secciones delgadas en diferentes niveles de esta facies permitió observar un mosaico de cristales de tamaños desiguales con hábito subhedral, o bien de cristales esparíticos hipidiomorfos de dolomita que alternan con dolomicrita. Hay rombos aislados, subhedrales, comúnmente anucleados, con límites irregulares y ricos en Fe<sup>2+</sup>, al igual que algunos núcleos de cristales. Las oolitas, presentes en un porcentaje aproximado del 1%, se encuentran totalmente dolomitizadas, al igual que los relictos de matriz micrítica grumosa a peloidal. Ambas son constituyentes menores, donde se destacan algunos cristales de piritita aislados y granos de cuarzo subangular que se presentan como minerales accesorios.

También son comunes microestilolitas de diseño subparalelo y fracturas perpendiculares a la estratificación. Normalmente están rellenas con cristales de calcita ferrosa o con cuarzo microcristalino. Sin duda una de las características más llamativa, es la presencia de nódulos de ftanita, de colores violáceos o amarillentos. Son ovalados, bien redondeados y pueden alcanzar diámetros de hasta 75 cm. En algunos casos se disponen aislados o bien agrupados. Hay capas conti-

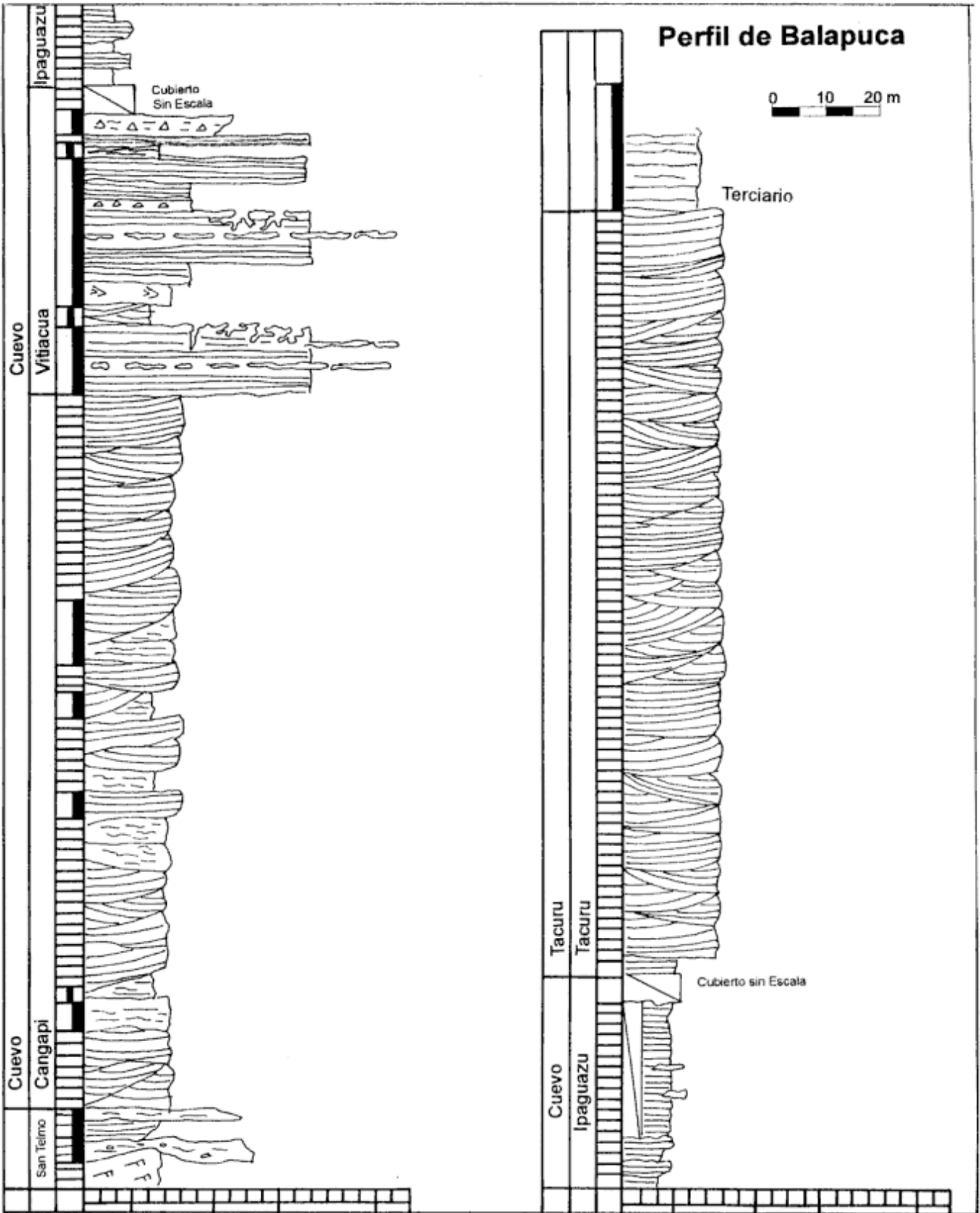


Figura 5: Perfil de Balapuca.

nuas de composición similar de hasta 10 cm de espesor. Cabe destacar que la roca portadora normalmente presenta su laminación alterada en las inmediaciones de los cuerpos huéspedes. En las secciones delgadas estudiadas no se encontraron microfósiles. Las rocas en general pueden clasificarse como dolomicritas o doloesparitas (Folk 1962).

**Facies de brechas intraclásticas:** Se incluyen brechas calcáreas matriz sostén, de composición micrítica, con cemento carbonático y clastos angulosos de mudstones de hasta 15 cm de diámetro, algunos silicificados. Alcanzan de 0,1 a 1 m de espesor. Se reconocieron tres niveles con características similares; uno de ellos y el más potente, en el tope de la entidad. Los restantes, intercalados en las facies de mudstone que eventualmente alcanzan 15 cm de espesor.

**Facies de psamitas:** Se incluye a las areniscas medias de color gris con estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala, que en los niveles superiores pasa a ser paralela y prácticamente discontinua. Cabe destacar la presencia en la base, de estructuras en hueso de arenque (*herringbone*), de casi 10 cm de espesor; se aprecian claramente su bimodalidad y asimetría. La selección es regular a buena y los clastos están moderadamente redondeados. Hay algunos nódulos de sílice aislados y escasos fragmentos líticos; estas areniscas son ligeramente calcáreas. Hacia el tope, se encuentran asociadas con cuerpos estromatolíticos, lateralmente unidos con desarrollo de laminitas criptoalgales (se utiliza este término por que la influencia algal en este tipo de estructuras, es inferido y no observado, Aitken 1967) de 0,1 a 1 mm de espesor, que se disponen en bancos prácticamente tabulares de hasta 20 cm, limitados por superficies planas; son blancos, inmersos en una matriz rosada. Algunos granos de cuarzo y pirita se incorporan en el conjunto. Sólo se han observado en Nogalito.

**Facies de pelitas:** Está constituida por limolitas laminadas, ocasionalmente macizas, en las que se observaron algunas ondulitas de crestas ligeramente sinuosas. Los colores son morados o verdes. Se presentan en estratos tabulares, con contactos basales planos, que alcanzan hasta 1 m de espesor. Están interestratificadas con las facies de dolomudstones. Se encuentran algunas concreciones de aproximadamente 1 cm de diámetro.

#### Contenido fosilífero y edad

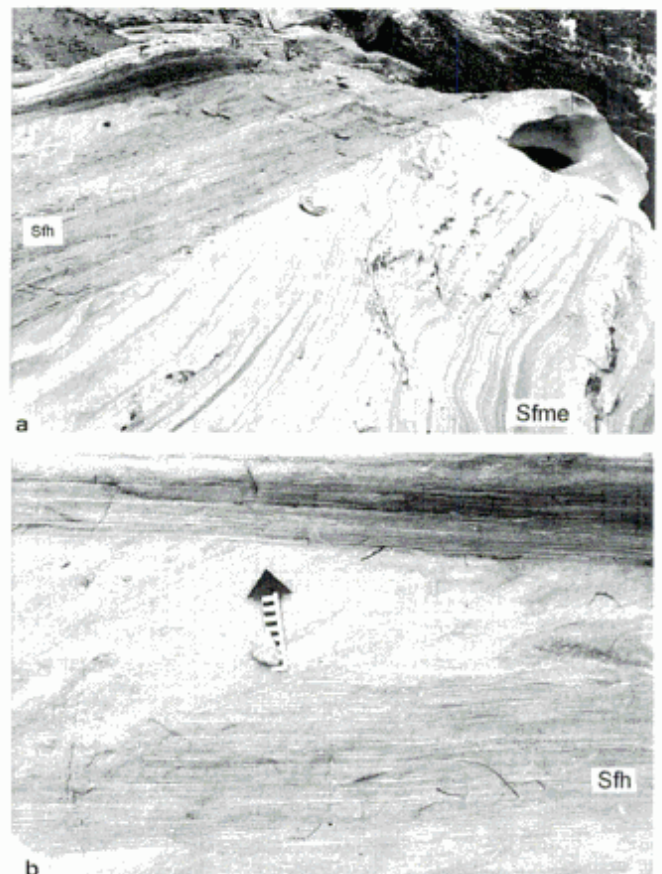
Durante la campaña realizada no se encontraron restos fósiles. También resultó estéril el análisis palinológico y de residuos de materia orgánica practicado sobre las muestras provenientes de ambas localidades. Para poder asignarle una edad a estos depósitos es preciso correlacionarlos con niveles fosilíferos bolivianos, donde hay referencias de análisis palinológicos que brindaron polen de coníferas del género *Pytyesporites* sp. (Harrington

1962), al que se le atribuye una edad triásica superior (noriana) (Leanza 1969).

Pareja *et al.* (1978) mencionan una fauna marina abundante (*Monotis* aff. *subcircularis*, entre otros) principalmente en las localidades de Acheral, Nazareno, Narvaez y Chihuaypella, que avalan edad triásica superior para esta unidad. Sin embargo las tendencias más recientes son las de considerar la base de la Formación Vitiacua como pérmica media a superior por el hallazgo del pez *Coelacanthus* cf. *granalatus* y por la presencia de asociaciones palinológicas de esta edad (Sempere 1990). A la parte superior se la considera en este trabajo como triásica, probablemente inferior en concordancia con lo expuesto por otros autores (Sempere 1990).

#### Interpretación

La Formación Vitiacua se habría depositado en un cuerpo de agua somero que podría corresponder a un lago



**Figura 6. a:** Litofacies Sfme (inferior), donde es posible observar los depósitos de flujos de granos y cuerpos arenosos macizos que obliteran la laminación, a la vez que la relación discordante con la litofacies Sfh (superior). **b.** Detalle de litofacies Sfh donde se marca el contacto entre las láminas fuertemente deformadas con estructuras de corte y relleno y de escape de fluidos con otras prácticamente paralelas en la parte superior.



o a una plataforma poco profunda. Sin embargo, las evidencias llevan a suponer un origen marino con facies correspondientes a los subambientes subtidales, intertidales o supratidales, sobre la base de: a) El transporte de la carga del lecho se realizó por la acción de corrientes mareales que dieron una estratificación entrecruzada en hueso de arenque, con *sets* limitados por superficies nítidas asociados a laminación paralela. Esta estructura refleja cambios en la dirección del flujo. b) Laminación criptagal que caracteriza zonas intermareales a supramareales. c) Grietas de desecación, que indican episodios alternantes de inundación y exposición de la planicie, así como fluctuaciones del nivel del agua. Se habrían desarrollado en la zona intertidal alta. Asociados con estos rasgos, hay ciertos indicios de disolución kárstica. d) Brechas intraclásticas originadas como consecuencia de la desecación, la ruptura y el brechamiento de las capas carbonáticas y algales ligeramente litificadas que fueron afectadas por desecaciones prolongadas en áreas supramareales y luego retrabajadas y transportadas por la acción de corrientes mareales. Esto estaría evidenciado por la falta de selección y el carácter angular de los intraclastos.

En el análisis de cortes petrográficos se pudo comprobar que estas rocas corresponden a dolomudstones probablemente sinsedimentarios, formados por el reemplazo penecontemporáneo de carbonatos precursores indeterminables. En relación al origen de la dolomita se sugiere que puede estar vinculado con la mezcla de agua meteórica con agua de mar (modelo Dorag, enunciado por Badiozamani et al. 1977) y que operaría en las planicies de marea durante cada progradación.

Las facies de pelitas laminadas podrían representar ambientes intermareales de baja energía en una planicie de mareas amplia, donde la depositación ocurre en aguas quietas, a partir de la decantación del material en suspensión. En dirección a la playa pasan progresivamente a limoarcilitas con ondulitas de corrientes tractivas de bajo régimen de flujo.

Las facies de areniscas calcáreas reflejan reversiones de energía relativamente alta, en un ambiente marino somero. La selección regular y los granos moderadamente redondeados indicarían períodos cortos de retrabajamiento. La textura y las estructuras se relacionarían con barras arenosas marinas o canales de marea con migración de ondas de arena grandes, en el sector intermareal. La asociación de estromatolitos o laminitas criptoalgales de bajo relieve con las psamitas sugiere que la energía del medio fue decreciendo progresivamente. Por otra parte, es posible que se encuentren afectados por procesos de dolomitización y/o silicificación que oscurecen estos horizontes. La escasa presencia de fósiles indicaría que el medio tenía porcentajes de salinidad elevados que impidieron el desarrollo de una biota normal.

La chertificación tan notable y característica es secundaria y se habría originado por un reemplazo progresivo

de la roca huésped, especialmente en los planos de estratificación y en los espacios porales relictos, a partir de aguas freáticas cargadas con sílice que circulan a través de las vías de fácil acceso.

Finalmente la presencia de fósiles marinos (Beltan et al. 1987, en Sempere 1990), nos permitirían descartar al ambiente lacustre como el medio depositacional para estas sedimentitas.

Se considera que este tipo de ciclo carbonático podría corresponder a secuencias de somerización (*shallowing upward sequences in carbonates*) definidas por Thompson (1983), James (1984), Strasser (1988) y otros.

### **Formación Ipaguazú (Padula y Reyes 1958)**

#### *Distribución areal y espesores*

El eje de la cuenca se encuentra en la zona de Entre Ríos donde se localizan los mayores espesores. Su localidad tipo es el anticlinal Ipaguazú expuesto en el río Salado en la sierra de Suaruro, en Bolivia. Hacia el sur, en territorio argentino, sus afloramientos se hallan restringidos a las márgenes del los ríos Lipeito, Lipeo y Bermejo (Fig.2). Los espesores medidos son de 48 m en Balapuca y de 25 m en Nogalito. Comienza con una brecha kárstica elaborada a expensas de la unidad precedente (Starck et al. 1991a) y el contacto superior está marcado por una superficie neta o suavemente erosiva por encima de la cual se apoya el Grupo Tacurú. En la región del río Grande, perteneciente al Subandino Sur boliviano, el techo de la formación está marcado por una discordancia precretácica, infrayaciendo algunas veces el Basalto de Entre Ríos (Pareja et al. 1978).

#### *Descripción de litofacies*

**Litofacies Fs:** Está integrada por limolitas gruesas laminadas, de color castaño rojizo, dispuestas en cuerpos tabulares de menos de 1 m de espesor, homogéneos. Los contactos son plano-netos o ligeramente erosivos. Internamente están laminadas en forma paralela.

**Litofacies Sr:** Son areniscas finas, de color castaño rojizo, con estratificación entrecruzada de pequeña escala. Los estratos alcanzan hasta 1,5 m de potencia. Se presentan en cuerpos ligeramente tabulares. Las relaciones de techo y base son plano-netas a transicionales. Contienen algunas intercalaciones de pelitas laminadas, a la vez que se observaron escasas capas milimétricas y nódulos aislados de sílice.

**Litofacies Sh:** Está compuesta por areniscas finas a muy finas, de color castaño rojizo, laminadas. Los cuerpos son tabulares de hasta 2 m de espesor, con contactos transicionales a plano-netos. Intercaladas entre los primeros metros del afloramiento se observaron areniscas finas con estratificación de tipo hombreras *hummocky* de pequeño porte. Su amplitud alcanza 45 cm.

### Contenido fosilífero y edad

En los niveles estudiados no se encontraron fósiles. Sobre algunas de las muestras se practicaron análisis palinológicos (G. Ottone, comunicación verbal), conjuntamente con otras de la Formación Vitiacua y el resultado fue negativo. En Bolivia se llevaron a cabo análisis de características similares que fueron igualmente insatisfactorios, con algunas excepciones que permitieron datar a esta Formación como triásica superior-jurásica. Correlaciones regionales más actuales (Starck *et al.* 1991a) indicarían que la Formación Ipaguazú sería triásica media a inferior y equivalente a la parte superior del Grupo Passa Dois de la Cuenca Paraná y al Grupo Beaufort de la cuenca de Karoo (Sudáfrica). Dataciones isotópicas efectuadas sobre rocas plutónicas y volcánicas señalaron edades del Triásico medio y superior (Sempere 1990).

### Interpretación

Se considera a esta secuencia sedimentaria como el resultado de la depositación de material silicoclástico en distintos subambientes dentro de un cuerpo lacustre, evidenciado por la granulometría fina (pelitas y areniscas finas); las estructuras sedimentarias de bajo régimen de flujo y cuerpos tabulares, continuos, sin variaciones aparentes; otro dato adicional es la presencia de yeso y halita, que cobran importancia hacia el Norte, en territorio boliviano (Pareja *et al.* 1978; Starck *et al.* 1991a).

La alternancia entre pelitas y areniscas puede ser interpretada como pequeñas barras deltaicas progradantes con una tendencia granocreciente conspicua, a la vez que un tipo de ciclicidad no muy frecuente en ambientes lacustres; otra posibilidad que nos permite interpretar las diferencias texturales observadas, se relacionaría a variaciones en la granulometría del material introducido al lago por corrientes fluviales vinculadas con épocas de mayor estiaje, originando ciclos transgresivo-regresivos, que ponen de manifiesto una marcada inestabilidad en la línea de costa.

Las pelitas laminadas están en la parte más interna del lago donde el material es introducido en la cuenca lacustre como nubes de sedimentos finos transportados en suspensión y descargados en forma pulsatoria y recurrente por corrientes superficiales (*overflow*) o subsuperficiales (*interflow*) (Reineck y Singh 1980). La sedimentación acaecida en las porciones periféricas del lago está representada por las areniscas laminadas, con ondulitas, que son las de granulometrías más gruesas y de mayor energía. Si bien las estructuras *hummocky* no son comunes en este ambiente, su origen estaría vinculado a la acción de oleajes fuertes en diferentes direcciones. Las olas oscilatorias de tormenta por debajo de la base del tren de olas, combinadas con flujos unidireccionales superpuestos, son uno de los princi-

pales agentes formadores de este tipo de estructuras (Walker 1984). Los mecanismos a partir de los cuales el material más grueso es transportado a los sitios de depositación antes de la formación del "hummocky", son: a) corrientes forzadas por los vientos; b) corrientes de reflujo de tormenta; c) corrientes de turbidez. Se considera que este último sería el más efectivo para la movilización de la arena; sin embargo, las evidencias disponibles no son suficientes para optar por uno u otro.

### Grupo Tacurú (Mather 1922)

Antiguamente la Formación Tacurú se separaba en tres miembros, a saber: Tacurú Inferior, Medio y Superior. Sin embargo, durante los trabajos de exploración llevados a cabo en los últimos años por los geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, al comprobar que muchas sedimentitas que se incluían dentro de la Formación Tacurú poseen características litológicas diferenciadas y una amplia distribución geográfica, han considerado modificar el rango formacional de esta secuencia, que actualmente constituye el Grupo Tacurú y engloba a todas las sedimentitas que se encuentran entre el Basalto de Entre Ríos (Cretácico medio) y la Formación Petaca (terciaria) al sur de río Grande, en territorio boliviano. En la Argentina su presencia ha sido citada por Reyes (1978), teniendo en cuenta su continuidad física con los afloramientos del país vecino, a pesar de que las sedimentitas aquí estudiadas presentan características muy homogéneas en toda la extensión.

### Distribución areal y espesores

En territorio argentino su espesor es muy variable, puesto que está afectada en su techo por una importante discordancia, por encima de la cual se disponen capas terciarias en las Sierras Subandinas y cretácicas en Cordillera Oriental (Starck *et al.* 1991a). Se apoya en forma discordante (Starck *et al.* 1991a), sobre el Grupo Cuevo. Está expuesto en Alarache (Cayotal), así como en Balapuca, Nogalito y en los ríos Baritú, Lipeo, Lipeito y Toldos, cuyos espesores oscilan entre los 100 y 350 m. Igualmente se presentaría en los ríos Astilleros y Cañas ubicados más al sur y aislados de los anteriores que se encuentran en la zona fronteriza con Bolivia. Además se comprobó su presencia en Cordillera Oriental (Starck *et al.* 1991a). Esta secuencia espesa, litológicamente homogénea, alcanza 122 m en Balapuca y 134 m en Nogalito.

### Descripción de litofacies

*Litofacies Sme:* agrupa areniscas medianas con estratificación entrecruzada de gran escala, de color

castaño rojizo, muy bien seleccionadas. Se disponen en sets tabulares de hasta 3 m de espesor, con láminas internas paralelas entre sí y asintóticas hacia las superficies limitantes inferiores (tercer orden). El contacto basal generalmente es nítido, mientras que hacia el techo se observa una superficie suave de erosión que trunca a las láminas entrecruzadas (segundo orden). Algunos niveles carecen de estructura interna visible. En el conjunto se intercalan capas delgadas de hasta 2 cm de espesor de areniscas gruesas, continuas o lenticulares, que están en contacto definido con la base. También se destacan algunas ondulitas de corriente sobre las caras de avalancha y cuñas de areniscas macizas y aisladas con límites bien marcados, de hasta 50 cm de espesor. Un elemento adicional es la presencia de nódulos calcáreos de hasta 5 cm de diámetro y capas aisladas muy finas de margas y de fñanita.

*Litofacies Smgd*: comprende areniscas medianas a gruesas con estructuras de deformación, castañas rojizas, dispuestas en paquetes tabulares, de 1 a 3 m de potencia. Internamente muestran laminación paralela discontinua, en algunos tramos deformadas o macizas. Se observaron estructuras de escape de agua, angostas, con forma de tubos de pocos milímetros de altura perpendiculares a la estratificación; también son comunes los intraclastos pelíticos. Hay evidencias de bioturbación; llama la atención la presencia de un cuerpo vertical con menos de 1 m de largo y 30 cm de ancho, con contactos laterales abruptos, laminación interna cóncava hacia arriba y discontinua, alrededor de las cuales ocurren cristales de yeso. La selección del conjunto es regular a buena.

*Litofacies Sfr*: compuesta por areniscas muy finas, con laminación entrecruzada en artesa, que ocasionalmente tienen grietas de desecación y capas de fñanita milimétricas. Presentan un color característico castaño rojizo. Generalmente se disponen en cuerpos tabulares de 2 a 4 m de espesor. La selección es buena a muy buena y los granos están bien redondeados. Se encuentran asociadas a las facies de areniscas medias con estratificación entrecruzada (Sme) y se restringe a la sección de Nogalito.

#### Contenido fosilífero y edad

Estas sedimentitas de vasta extensión areal, normalmente se asignan al Cretácico por el descubrimiento en la columna de río Alto Moile del pez fósil *Gasteroclupea branisai* de edad senoniana encontrado en los niveles medios de la Formación Cajones en territorio boliviano (Sanjinés-Saucedo 1982). De la misma manera se atribuye a la Formación Castellón (también en Bolivia) edad cretácica inferior (Pinto y Sanginetti 1987, en Sempere 1990), sobre la base de un estudio de ostrácodos, que los autores señalan como "similares a especies jurásicas" (Sempere 1990, p. 15). Estas sedimentitas fueron halla-

das formando el sustrato del Grupo Salta (Starck *et al.* 1991a) (Cretácico-Eoterciario) en Cordillera Oriental. De esta manera sería precretácica. Esta relación es fundamental, dado que el Basalto de Entre Ríos (Cretácico) que forma la base del Grupo Tacurú en territorio boliviano está ausente en las Sierras Subandinas salteñas, lo cual llevaría un interrogante implícito de equivalencia real entre el "Grupo Tacurú argentino" y su homónimo boliviano. En consecuencia y por homologación con otras cuencas vecinas (Chaco-Paranense y Paraná), se supone la instalación de estos importantes desiertos sobre amplias regiones del Gondwana, durante los tiempos jurásicos (y probablemente triásicos).

#### Interpretación

Por la presencia y arreglo espacial de ciertas formas con estratificación característica se interpreta una génesis eólica para las facies descritas. Las más importantes son las areniscas entrecruzadas (Sme), asociadas con superficies limitantes de segundo y tercer órdenes, originadas como consecuencia directa de la migración de formas del lecho menores (dunas) comúnmente superimpuestas a un draas y posibles superficies de reactivación interna de las dunas, respectivamente. La regularidad de las superficies de tercer orden en algunos casos sugieren cambios periódicos en la dirección y velocidad del viento, posiblemente atribuibles a fluctuaciones diurnas comunes en desiertos o a cambios estacionales en los patrones de viento. Los procesos episódicos de avalanchas en pendientes de deslizamiento conocidos como flujo y caída de granos, son rasgos muy característicos observados en los distintos niveles estudiados. La presencia de trenes sucesivos de ondulitas ascendentes sobre las caras de las dunas, indican un ángulo de inclinación menor que el correspondiente al de reposo de las arenas.

La litofacies Smgd probablemente se haya originado en subambientes de interduna húmeda; la laminación y el tipo de deformación observada, asociadas con estructuras de escapes de fluidos, son evidencias de depósitos saturados en agua. Los bancos muy delgados de margas, que suelen incluir cristales aislados de anhidrita, representarían la precipitación de carbonato y algo de yeso en cuerpos de agua muy someros y barrocos (1 a 10 cm) afectados por evaporación. Es probable que en los niveles más delgados el ascenso del agua sea por capilaridad en los momentos de mayor humedad. La presencia de concreciones carbonáticas dispersas e irregulares indicarían la alternancia de períodos de humectación y desecación acompañados por una capa freática fluctuante (Demico y Kordesh 1986).

Posiblemente la bioturbación corresponda a raíces, dado que las areniscas que la circundan están cementadas por carbonatos a la vez que se observaron cristales

aislados de yeso, formados por la absorción de la humedad del suelo por las plantas con la consecuente disminución de la solubilidad de las sales.

Las litofacies Sfr se habrían depositado en distintos sectores del sistema eólico reflejando condiciones aerodinámicas diferentes. Probablemente se originaron por migración de ondulitas de viento en áreas de interduna seca donde se produce la desaceleración del fluido.

## Terciario

En el noroeste argentino el Terciario Subandino representa una extensa pila sedimentaria, que en algunos lugares supera los 10.000 m de espesor. En el área del río Bermejo se encuentra rellenando los valles, aunque en ciertos casos determina un relieve invertido como en la serranía Emborozú. Los principales inconvenientes que se presentan para su estudio derivan de su gran espesor, litología homogénea y falta de fósiles o buenos niveles guías que permitan reconocer términos equivalentes, asociado a que toda la superficie se encuentra prácticamente cubierta por la vegetación y depósitos modernos.

## Conclusiones

La Formación Cangapi comienza con la instalación de un clima árido que favorece el desarrollo de un campo de dunas de dimensiones amplias y estructuras sedimentarias características asociadas, que indican que la secuencia corresponde a un sistema eólico de posición intermedia a distal. Asociado al ambiente de dunas se reconocieron depósitos de interduna húmeda y seca. Las areniscas laminadas o *sand sheet*, posiblemente representen las facies transicionales entre las dunas eólicas de alto ángulo y depósitos no eólicos. Aunque no se descarta la posibilidad de que se hayan desarrollado en un ambiente de interduna. Se acepta para la Formación Cangapi una edad pérmica inferior a media.

La Formación Vitiacua se habría formado en una plataforma carbonática marina, somera, dominada por mareas, asociada con barras arenosas o canales de marea. Este tipo de ciclo carbonático corresponde a secuencias de somerización (*shallowing upward-sequences*). Dada la similitud que existe entre la Formación Copacabana y la Formación Vitiacua, se supone que se trata de la misma unidad. Con esto la Formación Vitiacua resultaría ser en sus fases iniciales un equivalente temporal marino de la Formación Cangapi. Se sugiere considerar que la edad de la base de esta Formación es del Pérmico medio a superior y su techo del Triásico inferior.

La Formación Ipaguazú se interpreta como una secuencia lacustre de clima árido, evidenciado por la presencia de yeso y carbonatos. Habría estado sometido a fuertes oleajes, que originaron estructuras de tipo

"hummocky". La edad de esta formación sería triásica inferior a media.

El Grupo Tacurú representa un importante campo de dunas, con estructuras típicas asociadas a un paleoambiente eólico. Se habrían desarrollado subambientes de interdunas húmedas, producto de una capa freática fluctuante; áreas de interdunas secas y cuerpos lacustres pequeños de naturaleza efímera. La edad del Grupo Tacurú, sería precretácica y eventualmente podría extenderse desde los tiempos triásicos hasta el Jurásico medio a superior.

## Agradecimientos

Se desea agradecer a C. Fernández Garrasino y R. Palma la dirección aplicada y constante del Trabajo Final de Licenciatura. A la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales y a las Comisiones Geológicas N° 4 y 6, situadas en San Ramón de la Nueva Orán y Aguas Blancas respectivamente (Pcia de Salta), especialmente a E. Gallardo, D. Starck, A. Schulz, A. Disalvo y J. Salfity por la corrección crítica del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlbrandt, S.T., Andrews, S. y Gwynne, D.T., 1978. Bioturbation in eolian deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 839-848.
- Ahlfeld, F. y Branisa, L., 1960. Geología de Bolivia. Instituto Boliviano del Petróleo. Editorial Don Bosco. 245 p. La paz.
- Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptoalgal limestone and dolomite, with illustration from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 1163-1178.
- Arigós, L., y Vilela, C., 1949. Consideraciones geológicas sobre las Sierras Subandinas en la región de Tartagal (Provincia de Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(2): 77-132.
- Arrondo, O., 1990. Análisis palinológico de los perfiles Balapuca y Nogalito (Río Bermejo). Universidad Nacional de la Plata (informe inédito).
- Badiozamani, K., Mackenzie, F.I. y Thorstenson, D.C., 1977. Experimental carbonate sedimentation: salinity, temperature and vadose-phreatic effects. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47: 529-542.
- Bonarelli, B., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto Aguaraquí y los yacimientos petrolíferos del distrito minero Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, 8: 4. Buenos Aires.
- Bonarelli, B., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas del norte (provincias de Salta y Jujuy). *Anales del Ministerio de Agricultura y Minería, Sección Geología*, 15(1): 1-96. Buenos Aires.
- Clemmensen, L.B. y Abrahamsem, K., 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin Permian, Scotland. *Sedimentology*, 30: 311-339.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.



- Demico, R.V. y Kordesh, E., 1986. Facies sequences of the semiarid closed basin: the Lower Jurassic East Berlin Formation of the Hartford Basin, New England U.S.A. *Sedimentology*, 33: 107-118.
- Detlef, M. y Yadled, J., 1985. Migration, modification and merging in aeolian systems and the significance of the depositional mechanism in the Permian and Triassic dune sands of Europe and North America. *Sedimentary Geology*, 43: 85-218.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 1: 108-122.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 1: 62-84.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. y Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features and significance of lowangle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. *Journal of Petrology*, 49: 733-746.
- Fryberger, S.G. y Schenk, C.J., 1988. Pin stripe lamination: A distinctive feature of ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55: 115.
- Gebhard, J., 1970. Levantamiento de la zona de Aguas Blancas (Peña de los Siete Colores) o Anticlinal Las Pavas. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires (inédito).
- Harrington, H., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 46(10): 1773-1814, Tulsa.
- Jakúlica, D., 1951. Estudio geológico del curso superior del río Bermejo y sus afluentes principales. (Departamentos de Orán y Santa Victoria). Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 73 p. (inédito).
- James, N., 1984. Shallowing upward sequences in carbonates. En: Walker (Ed.): *Facies Models* (2ª edición). *Geoscience Canada Reprint Series*, 1: 213-228.
- Leanza, A., 1969. Sistema de Salta, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte Calcáreo-Dolomítico y con las calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(4): 393-407.
- Mather, K.F., 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia and Embarcación, Argentina. *Geological Society of America, Bulletin*, 33: 703-764.
- Mauri, E., Padula, E., y Aldazosa, J., 1956. Yacimientos de petróleo y gas en Bolivia. 20º Congreso Geológico Internacional. Simposio de Yacimientos de Petróleo y Gas, en América del Sur y Antillas, México. 4.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1. Academia Nacional de Ciencias, pp. 95-137. Córdoba.
- Ortiz, A., 1968. Informe preliminar sobre la geología de las Sierras de Macueta en el tramo comprendido entre la quebrada del mismo nombre y la quebrada del Alemán, con extensión en la Sierra de Aguaraquí. Informe, Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires (inédito).
- Padula, E. y Reyes, F., 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 1(1): 9-70.
- Pareja, L., Vargas F., Suárez S., Ballón A., Carrasco, C. y Villarroel, A., 1978. Mapa geológico de Bolivia. Memoria explicativa. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, 27 p., La Paz.
- Pinto, D., y Sanguinetti, Y., 1987. Lower Cretaceous ostracodes from Bolivia. *Anales 10º Congreso Brasileiro de Paleontología*, 2: 761-781.
- Porter, M., 1987. Sedimentology of ancient erg margin: the Lower Jurassic Aztec Sandstones, Southern Nevada and Southern California. *Sedimentology*, 34: 661-680.
- Pye, K., 1983. Early postdepositional modification of aeolian dune sands. *Developments in Sedimentology*. En: Brookfield, M. y Ahlbrandt, T. (Eds.): *Eolian sediments and process*, Elsevier, 38, pp. 197-221. Amsterdam.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag. 551 p. Berlin-Heidelberg-New York.
- Reyes, F.C., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. *Academia Brasileira de Ciências, Anais*, 44 (suplemento): 261-277.
- Reyes, F.C., 1974. Correlaciones en el Cretácico de la Cuenca Subandina de Bolivia. *Revista Brasileira de Geociências*, 4: 95-113.
- Reyes, F.C., 1978. Algunas consideraciones sobre la posible edad geológica del cambio de pendiente regional de las Sierras Subandinas del noroeste argentino y sudeste de Bolivia. *Universidad Nacional de Jujuy, Revista del Instituto de Geología y Minería*, 3: 7-25.
- Robbiano, J., 1971. Fotogeología del área comprendida entre el Río Bermejo, Río Pescado y Río Toldos, provincia de Salta (Aproximadamente 1600 km<sup>2</sup>). Informe, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires (inédito).
- Salfity, J., Azcuy, C., López Gamundi, O., 1986. Cuenca Tarija. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina (Síntesis)*. pp. 15-38. Córdoba.
- Sanjinés-Saucedo, G., 1982. Estratigrafía del Carbónico, Triásico y Cretácico Boliviano en el borde oriental de las Sierras Subandinas Centrales. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas, 1: 301-318.
- Schlagintweit, O., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(171): 31-95.
- Schlatter, L. y Nederloff, M., 1966. Bosquejo de la geología y paleogeografía de Bolivia. *Servicio Geológico de Bolivia, Boletín*, 8: 149.
- Sempere, T., 1990. Cuadros Estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. *Convenio ORSTOM, Santa Cruz de la Sierra*, 20, 26 p.
- Starck, D., Gallardo, E., Schulz, A., 1991a. Neopaleozoic Stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental Argentina. 12<sup>th</sup> International Congress on Carboniferous Permian, Buenos Aires, 2: 353-372.
- Starck, D., Gallardo, E., Schulz, A., 1991b. The Pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija basin. 12<sup>th</sup> International Congress on Carboniferous Permian, Buenos Aires, 2: 373-384.
- Strasser, A., 1988. Shallowing upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 2: 369-383.
- Thompson, A. M., 1983. Carbonate coastal environment Ordovician shallowing upward sequence, Southern Appalachians. En: Ginsburg, R. (Ed.): *Tidal Deposits*, pp. 397-405.
- Tomezzoli, R., 1992. Grupo Cuevo y referencias del Grupo Tacurú en las márgenes del Río Bermejo (Dpto. de Orán, Salta. Dpto. de Tarija, Bolivia). Universidad de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, 121 p. (inédito).
- Walker, R. G., 1984. Shelf and shallow marine sands. En: Walker, R. (Ed.): *Facies models*. *Geoscience Canada. Reprint Series 1* (2nd edition), pp. 141-220.

**Recibido:** 27 de octubre, 1994

**Aceptado:** 27 de febrero, 1996

# Petrología y geoquímica de sedimentitas silicoclásticas triásicas de la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza

Luis A. SPALLETTI<sup>1,2</sup>, Julio C. MERODIO<sup>1</sup>, Sergio D. MATHEOS<sup>1,2</sup>  
y Adrián M. INIGUEZ RODRIGUEZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,  
Universidad Nacional de La Plata, Calle 1 n° 644, 1900 La Plata, Argentina.

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

**ABSTRACT.** *Petrology and geochemistry of Triassic siliciclastic sediments from the Sierra Pintada, Mendoza Province.* Petrographical characteristics and compositional trends of siliciclastic rocks from the Puesto Viejo Formation (Sierra Pintada, Mendoza Province, western Argentina) have been studied. Primary (tuffs, welded tuffs) and epiclastic rocks are rich in acidic glass associated with minor amounts of quartz and potassic feldspar. These rocks provide evidence for an important phase of acidic volcanism, synchronous with basin filling. Sandstone grains, derived from volcanic source areas, are characterized by poor a degree of compositional and textural maturity as a result of short transport distance and brief exposure to sedimentary processes. Smectite, illite and mixed-layer illite/smectite make up the clay-mineral association of pelitic rocks, which are geochemically classified as quartz-feldspathic mudstones. An active tectonic setting with a significant component of basin subsidence is inferred from chemical composition of the fine-grained rocks. The weathering of the source rocks as well as the formation of authigenic smectite and/or illite, influenced the resulting values of the chemical index of alteration (CIA).

## Introducción

Durante el Triásico, la región occidental de la República Argentina se encontraba muy próxima al margen activo paleo-Pacífico del continente de Gondwana. Esta situación dio lugar al desarrollo de un importante vulcanismo riolítico (Mpodozis y Kay 1990) y a la conformación de una serie de cuencas elongadas y angostas orientadas en sentido NNO-SSE (Charrier 1979, Uliana y Biddle 1988, Uliana *et al.* 1990), que se asentaron sobre una espesa corteza continental y se rellenaron con importantes espesores de rocas clásticas generadas en sistemas fluviales y lacustres.

Particularmente, en la región de la sierra Pintada de la Provincia de Mendoza (Fig. 1) aparecen abundantes afloramientos de sedimentitas volcanoclásticas triásicas conocidas como Formación Puesto Viejo (González Díaz 1964, 1972). Esta unidad se dispone sobre un sustrato metamórfico cámbrico a devónico (Espejo y López Gamundi 1994) y sobre un complejo sedimentario-volcánico del Paleozoico superior (Espejo 1990, Spalletti 1994). Por su contenido en fauna y flora fósil, el depocentro de Puesto Viejo se asigna al lapso Triásico temprano a medio (Bonaparte 1966, Báez *et al.* 1993, Zavattieri y Papú 1993), por lo que constituiría una de las cubetas más antiguas para el Triásico del oeste argentino.

En el presente trabajo se efectúa el análisis composicional de las sedimentitas de la Formación Puesto Viejo, a través de estudios microscópicos de rocas psamíticas y difractométrico-geoquímicos de pelitas. Se comparan los resultados entre sí y se estiman los principales factores determinantes de tales atributos.

## Características de la Formación Puesto Viejo

La Formación Puesto Viejo tiene un espesor máximo aflorante de 245 m y -según González Díaz (1972)- está constituida por tres conjuntos litológicos: uno epiclástico, otro piroclástico ácido y un tercero de rocas efusivas e hipabisales de composición basáltica.

En un trabajo reciente, Spalletti (1994) ha efectuado el estudio de facies y arquitectural de la unidad, proponiendo tres distintos sistemas depositacionales fluviales, según las regiones de exposición y la posición en secuencia, los que se caracterizan como a) abanico aluvial, b) meandroso de baja sinuosidad y c) meandroso de alta sinuosidad, asociado hacia el tope con loessitas y depósitos de flujo y caída piroclásticos. Según Spalletti (1994) la sucesión triásica ha estado controlada por tectonismo sinsedimentario (que produjo rápida subsidencia cuencal y considerable denudación de áreas circundantes), por una importante actividad volcánica contemporánea y por condiciones climáticas húmedas a subhúmedas con probables eventos de desecación estacional.

## Métodos de estudio

Las muestras estudiadas corresponden a tres secciones relevadas a escala 1:100 en Bajada de Valle Grande a El Nihuil (inmediaciones del paraje Museo de Cera, muestras MCE), Agua de los Burros (Quebrada de los Fósiles, muestras QFS) y Rincón del Atuel (muestras VGR) (véase Fig. 1 y Spalletti 1994).

Los ejemplares psamíticos se analizaron por vía microscópica, en un total de 29 cortes delgados. En su mayoría (19) corresponden a piroclásticas primarias, cinco son de tufolitas y otros tanto de areniscas epiclásticas. Las muestras con preparación deficiente así como las epiclásticas de grano muy fino fueron descartadas para evitar errores de identificación y recuento. El análisis microscópico comprendió la identificación de componentes (minerales y líticos), la discriminación entre clastos, matriz y cemento, la definición de rasgos con valor genético en cada componente y la determinación de proporciones por medio de recuento de 300 a 400 puntos por corte, según la técnica propuesta por Ingersoll *et al.* (1984). En el caso de las areniscas epiclásticas, los constituyentes de la fracción clástica (cuarzo + feldespatos + líticos) fueron recalculados al 100% a los efectos de definir las modas detríticas, o petrofacies en el sentido de Espejo y López Gamundi (1994).

Por su parte, las rocas pelíticas (15 muestras en total) fueron estudiadas por difracción de rayos X y por análisis químico de los elementos mayoritarios. La difracción se efectuó sobre muestras orientadas de la fracción menor a 4 micrómetros; los diagramas de difracción, en el rango de  $2$  a  $32^\circ 2\theta$ , se obtuvieron en equipo Philips con

radiación de  $\text{Cu K}\alpha$ ,  $1,54 \text{ \AA}$  en goniómetro vertical. Se realizaron tres registros por muestra (normal, glicolada y calcinada) y la identificación cuali-cuantitativa se basó en técnicas de Pierce y Siegel (1969) y Brindley (1980). Las técnicas analíticas empleadas fueron totalmente similares a las de estudios previos (Iñíguez *et al.* 1988, Merodio y Spalletti 1992, Spalletti *et al.* 1993). A partir de la información química se definió la composición normativa y se clasificó geoquímicamente a las pelitas (Merodio y Spalletti 1988, Merodio *et al.* 1992).

## Análisis microscópico

### Rocas piroclásticas primarias

Son variedades de grano fino, piropsamíticas porfíricas (tobas y tobas soldadas) y piropelíticas africadas (chonitas) que se encuentran preferentemente en el perfil de Rincón del Atuel y en la parte superior de la sección de Agua de los Burros.

Todas estas rocas se destacan por la abundancia de una base o matriz muy fina constituida por trizas vítreas

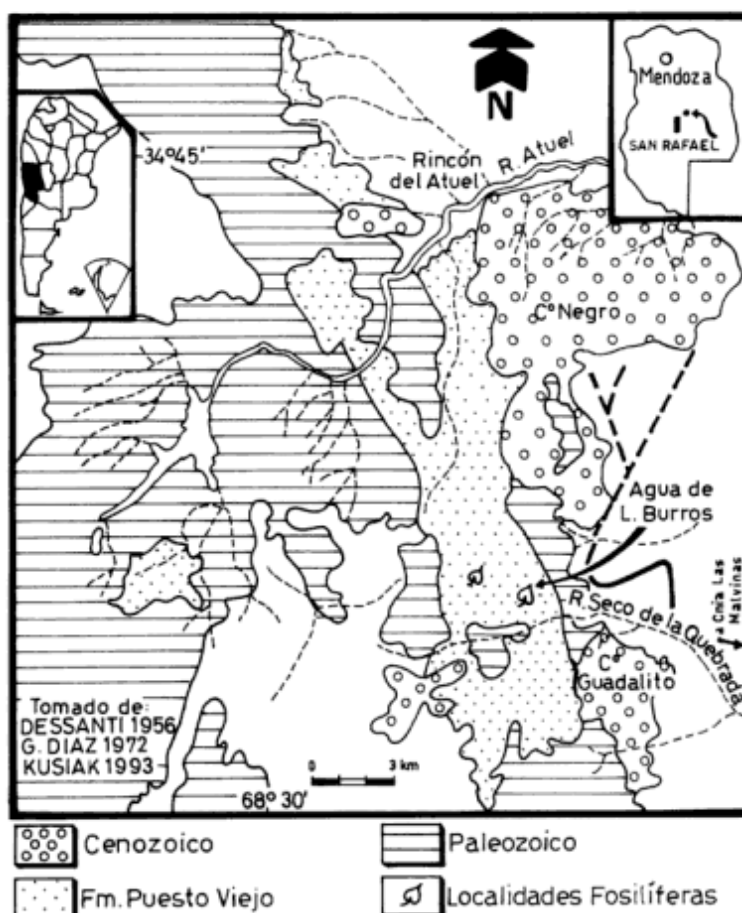


Figura 1: Mapa de ubicación y esquema geológico del área de estudio.

de composición ácida (índice de refracción menor a 1,50) acompañadas por fragmentos angulosos de cuarzo y feldespato potásico. Las chonitas se caracterizan por su textura muy fina y afírica, mientras que las tobas soldadas se diferencian de las tobas normales por la textura eutaxítica y por la buena orientación de los elementos que componen la matriz vitroclástica, con marcado paralelismo de trizas elongadas y recurvamiento alrededor de los fenoides.

El vidrio se presenta en dos variedades texturales, como trizas muy angulosas (mono a triaxonas) y como un muy fino agregado pulverulento. En las tobas soldadas la matriz se caracteriza por la textura eutaxítica con trizas de vidrio curvadas e interpenetradas, invariablemente transformadas por devitrificación a un muy fino agregado felsítico; en sectores se identifican también microgeodas constituidas por un mosaico silíceo de cristales más gruesos. Por su parte, en las tobas el vidrio muestra fábrica isótropa y está con frecuencia alterado a esmectita.

Tobas y tobas soldadas poseen proporciones variables de fenoides, los que aparecen con tenores mayores en las tobas soldadas (Tabla 1). Existe además gran diferencia de tamaño entre los fenoides y la matriz vitroclástica. Los fenoides son tanto de naturaleza lítica como cristalina, aunque es notorio el predominio de estos últimos (Tabla 1). Los cristalinos se caracterizan por su fuerte tendencia al euedralismo, son límpidos y están fracturados y con frecuentes engolfamientos perimetrales; los fenómenos de corrosión por la matriz son más destacables en las tobas soldadas. Por su parte, los individuos de feldespato potásico están raras veces maclados, poseen formas tabulares y muestran frecuente alteración (incipiente a marcada) a sericita y/o calcita micrítica. Entre los líticos predominan las pastas felsíticas afíricas compuestas por un mosaico fino enriquecido en sílice, así como fenoides de vidrio pumítico. Estas rocas poseen tenores variables de minerales accesorios opacos, y en algunas muestras se llega a discretas proporciones de biotita.

### *Tufolitas*

Las tufolitas (término acuñado por Teruggi *et al.* 1981) son psamitas de granulometría mediana a gruesa que están constituidas enteramente por materiales derivados de piroclastitas primarias. Estas sedimentitas se caracterizan por un elevado tenor de matriz, superior al 15% (wackes) y por importantes proporciones de trizas vítreas que aparecen como componentes esenciales de la matriz, aunque a veces son de tamaño algo mayor, pasando a formar parte de la fracción clástica.

Los componentes clásticos son muy similares a los de las piroclastitas primarias, salvo su mayor grado de retrabajamiento (individuos subangulosos, escasos subredondeados) y la presencia de paraclastos

piroclásticos (fragmentos de tobas y chonitas) entre los componentes líticos. Las tufolitas también se destacan por su mayor proporción de componentes clásticos (Tabla 1) en comparación con el tenor de fenoides en las tobas. Vale destacar que las proporciones entre líticos, cristaloclastos de cuarzo y de feldespatos son variables según las muestras (Tabla 1), con predominio alternante entre los componentes citados. En todos los casos, el feldespato potásico (ortosa, sanidina) resulta superior a las plagioclasas (oligoclasa), las que están inclusive ausentes en dos de las cinco muestras de tufolitas. Los efectos diagenéticos son escasos y se limitan a fenómenos de argilización de la matriz vítrea, así como a crecimientos secundarios incipientes en granos de cuarzo.

### *Areniscas epiclásticas*

Las areniscas analizadas son rocas gruesas a muy gruesas, en parte sabulíticas, que se destacan por el predominio de granos subangulosos y por su selección moderada a pobre. A diferencia de las tufolitas, la matriz es escasa o está ausente; cuando aparece consiste en un fino agregado intergranular constituido por pequeñas laminillas de argilominerales, vidrio volcánico alterado y muy pulverulento, y partículas de cuarzo anguloso, feldespato potásico y escasa plagioclasa sódica. Por su parte, el cemento se halla presente en casi todas las muestras y consiste esencialmente en calcita grano-esparítica de textura fina a mediana que se presenta como agregados en los poros de las psamitas y llega a reemplazar a algunos clastos de feldespato. En forma más localizada se aprecian fenómenos de hematización que involucran tanto al cemento como a algunos clastos y la matriz.

Los granos de cuarzo aparecen como cristaloclastos límpidos, libres de inclusiones y con extinción rápida; su morfología es preferentemente ecuante, subcircular. Entre los feldespatos dominan las variedades potásicas (ortosa y sanidina subordinada) en individuos gruesos, monocristalinos o maclados según Carlsbad; poseen forma tabular de contorno irregular y con grado de alteración incipiente a marcado en arcillas y/o con reemplazos parciales calcíticos. La plagioclasa, de composición oligoclasa, está siempre subordinada al feldespato potásico (proporción 1:3 a 1:4) y se presenta como granos tabulares de menor tamaño, frescos, límpidos y con típico maclado polisintético.

Por su parte, los clastos líticos son de naturaleza volcánico-piroclástica. Dominan los individuos de piroclastitas ácidas psamíticas y pelíticas, muy vítreos y afíricos. Se destacan fragmentos ignimbríticos caracterizados por texturas fluidales eutaxíticas y por su devitrificación, que resulta en agregados felsíticos y felsofíricos. Aparecen también clastos de filiación piroclástica con contornos muy irregulares y fuerte hematización, que se consideran líticos intracuencales



**Tabla 1:** Composición modal de las psamitas de la Formación Puesto Viejo

<b>A. PIROCLASTITAS PRIMARIAS</b>						
MUESTRA	LITOLOGIA	MATRIZ VITREA (%)	FENOIDES CUARZO (%)	FENOIDES FELDESPATOS (%)	FENOIDES LITICOS (%)	OBSERVACIONES
MCE 2	TOBA O LAPILLITA	50	10	TRAZAS	40	Presencia de biotita como fenoides Hematitización
QFS 21	TOBA SOLDADA	95	5	.	.	
QFS 20	TOBA SOLDADA	95	5	.	.	
QFS 18	TOBA SOLDADA	80	15	5	.	
QFS 17	TOBA SOLDADA	83	12	5	.	
QFS 14	TOBA	87	8	5	.	
QFS 7	TOBA FINA	92	4	4	.	
QFS 5	TOBA FINA	92	2	6	.	
VGR 15	TOBA FINA	85	7	6	2	
VGR 13	TOBA	90	2	8	.	
VGR 12	TOBA	92	8	.	.	
VGR 11	TOBA SOLDADA	98	2	.	.	
VGR 9	TOBA SOLDADA	70	20	12	8	
VGR 8	TOBA FINA	95	3	2	.	
VGR 6	TOBA	91	9	.	.	
VGR 3	TOBA	92	5	3	.	Hemat. y Cal.Abun.
VGR 2	TOBA	40	19	35	6	
VGR 1	PORFIDO	26	25	37	6	
<b>B. TUFOLITAS</b>						
MUESTRA	LITOLOGIA	MATRIZ VITROCL. Y TRIZAS VITR. (%)	CUARZO (%)	FELDESPAT. (%)	LITICOS (%)	OBSERVACIONES
QFS 16	TUFOLITA	55	20	12	13	
QFS 13	TUFOLITA	50	25	12	13	
QFS 1	TUFOLITA	20	17	48	15	
VGR 18	TUFOLITA	70	4	6	20	
VGR 14	TUFOLITA	40	22	20	18	Calzitización Argilización
<b>C. ARENISCAS</b>						
MUESTRA	LITOLOGIA	CLASTOS: MATRIZ+ CEMENTO	CEMENTO (%)	PETROFAC. (Qm: F: R)	MATRIZ (%)	OBSERVACIONES
MCE 10	ARENITA LITICA	82:18	18 CALC.	7:8:85	AUSENTE	Reemp. calcar.
QFS 19	ARENITA LITICA	95:5	5 CALC.	31:24:45	AUSENTE	
QFS 12	ARENITA LITICA	72:28	28 CALC.	22:33:45	AUSENTE	Hematitizac.
QFS 8	WACKE LITICA	81:19	AUSENTE	32:28:40	19	
QFS 4	AREN. ARCOS.	82:18	10 CALC.	35:50:15	8	

(intraclastos) procedentes del retrabajamiento local de depósitos primarios.

Debido a la escasa a nula proporción de matriz, la mayor parte de las psamitas de este grupo se clasifican como arenitas (Tabla 1). Las modas detríticas, si bien muestran tenores algo variables, reflejan el predominio de litoclastos de naturaleza volcánica (en cuatro muestras por encima del 40 %) sobre los monocristalinos de cuarzo y feldespatos (Tabla 1, Fig. 2). El contenido de cuarzo es siempre discreto, entre 7 y 35 %, mientras que los feldespatos oscilan entre 8 y 50 % (Tabla 1).

#### Comentarios sobre los resultados del análisis microscópico

La Formación Puesto Viejo es una unidad formada bajo fuerte influencia de la actividad volcánica explosiva (González Díaz 1972, Spalletti 1994), lo que queda claramente corroborado por el análisis microscópico. Es así que la unidad se destaca por la abundancia de sedimentitas piroclásticas psamíticas y pelíticas, en especial en el perfil de Rincón del Atuel y en la sección superior de Agua de los Burros. La piroclastitas son rocas muy ricas en vidrio ácido, acompañado por variable proporción de fenoides, entre los que predomina el cuarzo euedral, límpido y con frecuentes engolfamientos. Los feldespatos -por su parte- están dominados por variedades potásicas. Vale destacar que estas sedimentitas se han acumulado tanto por procesos de caída como de flujo piroclástico (véase Spalletti 1994).

En este depocentro son también frecuentes las rocas provenientes del retrabajo de depósitos piroclásticos primarios. Estas tufolitas son wáckicas, con considerable tenor de matriz constituida con preferencia por agregados vitroclásticos. Los granos -más abundantes que en las tobas- muestran variada proporción de líticos piroclásticos, cuarzo y feldespato potásico que excede siempre a la plagioclasa sódica.

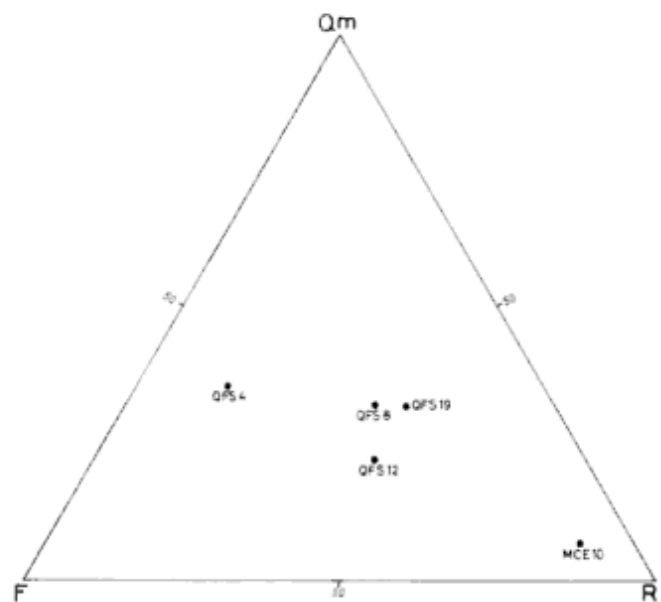
En cuanto a las areniscas, entre las que se destacan las arenitas (escaso a nulo tenor de matriz), son ricas en fragmentos de rocas piroclásticas, mientras que el cuarzo y los feldespatos exhiben todos los caracteres de la procedencia volcánica. La escasa proporción de cuarzo es indicativa de un bajo grado de madurez composicional en las psamitas, muy probablemente relacionada con las condiciones tectónicamente inestables en las que se desarrolló el depocentro de Puesto Viejo (Spalletti 1994).

#### Análisis difractométrico de las pelitas: asociación de argilominerales

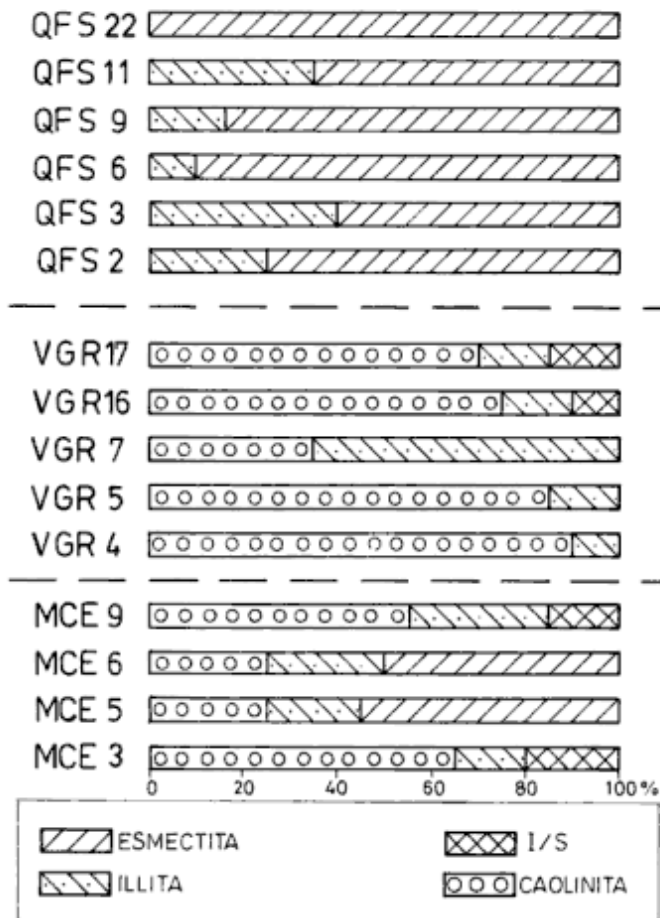
El estudio por difracción de rayos X de variedades pelíticas brinda marcadas diferencias en las asociaciones de argilominerales en los distintos perfiles (Fig. 3).

En Agua de los Burros predominan sólo dos especies: esmectita e illita, con tendencia al enriquecimiento de la arcilla expansiva hacia el tope de la sucesión. En Rincón del Atuel la asociación está dominada por caolinita, siempre acompañada por discreta proporción de illita y con presencia del interestratificado illita/esmectita en la parte superior (Fig. 3). Finalmente, en la zona de la Bajada de Valle Grande a El Nihuil, la mineralogía es mucho más compleja, con caolinita siempre presente, a la que acompaña illita y tenores variables de esmectita e interestratificado illita/esmectita (Fig. 3).

Las asociaciones de argilominerales han resultado esenciales para dilucidar el origen de los componentes de las rocas de grano fino. La esmectita es muy probablemente resultado de la transformación temprana del vidrio volcánico (Barrows 1980) presente tanto en piroclastitas primarias como en las propias pelitas al momento de la acumulación. Al menos parte de la illita, presente en casi todas las muestras estudiadas, ha derivado de las transformaciones diagenéticas de esmectita, hecho evidenciado por la presencia del interestratificado illita/esmectita (Foscolos *et al.* 1976). Con todo, la frecuente presencia de illita coexistiendo con esmectita, así como la muy destacada aparición de caolinita en los perfiles de Valle Grande a Nihuil y de Rincón del Atuel, permiten inferir la contribución de arcillas detríticas o alotígenas (Iñiguez *et al.* 1988) procedentes de la meteorización y ulterior erosión de unidades pre-triásicas aflorantes en los alrededores del depocentro de Puesto Viejo.



**Figura 2:** Petrofacies de areniscas de la Formación Puesto Viejo. Qm: cuarzo monocristalino, F: feldespatos, R: clastos líticos totales. Ubicación de muestras, según Tabla 1 C.



**Figura 3:** Asociaciones de argilominerales de la Formación Puesto Viejo. MCE: muestras de la región entre Valle Grande y El Nihuil; VGR: muestras de Rincón del Atuel; QFS: muestras de la sección de Agua de los Burros.

## Geoquímica de las pelitas

### Caracterización composicional

En la Tabla 2 se puede apreciar la composición química de las 15 pelitas analizadas. A los efectos de establecer un cuadro de valores que permita posibles comparaciones con otras entidades similares, se han normalizado los datos expresándolos en porcentaje de base seca (libre de agua higroscópica). Asimismo se han incluido en la tabla la composición y clasificación normativas de dichas pelitas (Merodio *et al.* 1992 y Merodio y Spalletti 1988), así como los valores del índice de alteración química (CIA), desarrollado por Nesbitt y Young (1982).

El estudio crítico de los resultados obtenidos revela que las muestras se caracterizan por tenores moderados a altos de  $\text{SiO}_2$  (pelitas derivadas de rocas ácidas), con un intervalo composicional amplio, que se extiende desde 63,63 % (VGR-4) a 76,96 % (VGR-16). Los límites extremos encontrados en este perfil reflejan heterogeneidad químico-composicional. Se observa también que, en general, el material muestra valores relativamente bajos de magnesio y calcio, con rasgos distintivos observados

en los tenores de sodio y potasio. En efecto, casi todas las pelitas presentan relaciones de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  que oscilan entre 3,5 y 16, con las excepciones de las muestras MCE-5 (2,6) y QFS-22 (1,6). Esta característica composicional, que prevalece en los elementos alcalinos, se mantiene aún en el perfil de Valle Grande, en el que las pelitas presentan tenores relativamente bajos de  $\text{K}_2\text{O}$  (menores de 1,64 %) con excepción de la VGR-17 cuyo contenido en este componente alcanza la cifra de 4,15 %. Nuevamente esta última circunstancia pone de manifiesto la especial heterogeneidad que define al perfil mencionado.

Los cálculos de la composición normativa han sido efectuados seleccionando los modelos de Merodio *et al.* (1992) que mejor se adaptaban a los registros modales. Los resultados obtenidos señalan que el cuarzo varía de 33,62 % a 61,48 %, lo que determina prevalencia de este mineral en la clasificación normativa de las pelitas (Tabla 2). Solamente las muestras VGR-4, VGR-5 VGR-7 y QFS-11 acusan la presencia de illita, contrastando con las 11 restantes en las que predominan la caolinita y/o la esmeclita entre las diferentes arcillas. Es importante resaltar que la existencia de illita normativa no está condicionada a la mayor abundancia de potasio sino a la ausencia de ortosa. En efecto, con excepción de la pelita QFS-11 que contiene ortosa e illita, las otras muestras presentan solamente uno de ambos minerales. Por otra parte, es de señalar que en muchas de las muestras la ortosa se encuentra en proporciones significativamente elevadas, razón por la cual corresponde a dichas rocas la denominación de pelitas cuarzo feldespáticas (según clasificación de Merodio y Spalletti 1988, Tabla 2C).

El análisis comparativo de las composiciones modal (difractométrica en fracción menor a 4 micrómetros) y normativa de las pelitas (Fig. 3 y Tabla 2) permite apreciar algunas divergencias, aún cuando para el cálculo de composición normativa se ha seleccionado el modelo que más se ajustaba a la composición modal. Los desajustes más marcados se dan en los componentes con valores modales menores al 10%, los que para ser incluidos en la composición normativa quedan supeditados a la precisión lograda en el análisis químico. Además, los contenidos modales del conjunto de feldespatos son, en su mayoría, menores que sus respectivos valores normativos.

### Tipo litológico de procedencia y análisis paleoambiental

Uno de los objetivos esenciales de la geoquímica es el de describir a través de los parámetros químicos los distintos fenómenos geológicos, sus mecanismos principales y el "ambiente" en que dichos eventos se han desarrollado. Siguiendo esta línea de investigación se emplean aquí estas variables composicionales con la finalidad de definir la procedencia detrítica de las pelitas

**Tabla 2:** Composición química y normativa e índice de alteración química (CIA) de las pelitas de la Formación Puesto Viejo

**A. COMPOSICION QUIMICA (BASE SECA, %)**

	MCE	MCE	MCE	MCE	VGR	VGR	VGR	VGR	VGR	QFS	QFS	QFS	QFS	QFS	QFS
	3	5	6	9	4	5	7	16	17	2	3	6	9	11	22
SiO <sub>2</sub>	66,76	67,25	67,76	69,30	63,63	66,29	75,16	76,96	67,78	73,81	73,83	69,85	73,40	76,62	73,92
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,44	0,42	0,38	0,43	0,36	0,37	0,24	0,31	0,25	0,29	0,30	0,34	0,21	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,21	15,35	15,28	14,87	18,62	16,41	13,12	11,25	14,48	13,11	13,53	12,92	13,11	11,03	12,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02	5,67	5,64	5,50	4,58	4,62	4,80	2,92	3,40	2,19	2,01	4,96	2,56	1,49	3,38
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,82	0,99	1,18	0,81	0,52	0,61	0,50	0,32	0,36	0,91	0,90	1,38	0,78	0,49	1,48
CaO	0,39	0,52	0,41	0,53	2,41	2,46	0,38	1,62	3,09	1,23	0,99	1,03	1,11	0,67	0,70
Na <sub>2</sub> O	0,82	1,30	0,96	0,33	0,20	0,26	0,31	0,26	0,26	0,78	0,54	0,78	0,82	0,36	1,48
K <sub>2</sub> O	3,54	3,33	3,54	3,46	0,96	1,64	1,25	1,61	4,15	3,61	4,85	4,65	4,20	4,71	2,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,11	0,09	0,11	0,03	0,16	0,10	0,07	0,06	0,20	0,07	0,15	0,11	0,09	0,13
P.C.	4,95	5,04	4,70	4,70	8,58	7,17	3,99	4,71	6,06	3,89	2,98	3,96	3,57	4,32	3,75

**B. COMPOSICION NORMATIVA (MERODIO *et al.* 1992)**

CUARZO	38,21	33,62	34,06	43,48	41,42	44,80	57,50	61,48	41,58	44,38	41,22	35,82	42,68	52,70	43,25
ANORTITA	1,12	1,96	1,52	2,07	12,96	12,06	1,30	7,98	15,95	4,95	4,60	4,37	5,02	2,85	2,74
ALBITA	7,32	8,02	4,58	2,91	0,49	1,06	1,78	2,35	2,38	3,84	1,64	2,24	4,58	2,31	8,02
ORTOSA	22,14	20,83	22,10	21,57	0,00	0,00	0,00	10,02	26,23	22,28	29,66	28,71	25,84	19,79	14,96
CLORITA	3,58	2,19	2,59	3,55	0,57	0,33	0,30	1,41	1,61	1,96	1,94	2,99	1,69	0,13	3,19
ILLITA	0,00	0,00	0,00	0,00	13,92	23,49	17,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,95	0,00
CAOLINITA	20,77	15,63	15,40	21,25	23,27	12,27	15,90	13,87	8,87	9,51	8,50	4,62	8,50	0,00	7,27
ESMECTITA	0,00	12,60	14,89	0,00	3,28	1,92	1,71	0,00	0,00	11,29	11,19	17,23	9,65	0,68	18,35
HEMATITA	6,54	4,91	4,65	4,93	4,02	3,57	3,95	2,73	3,24	1,30	1,10	3,68	1,82	0,35	1,92
APATITA	0,33	0,26	0,23	0,25	0,08	0,41	0,24	0,17	0,15	0,50	0,17	0,35	0,25	0,22	0,31

**C. CLASIFICACION NORMATIVA (MERODIO y SPALLETTI 1988)**

PCF	PCF	PCA	PCF	PCA	PCA	PCA	PCF	PFC	PCF	PCF	PCF	PCF	PCF	PCF	PCA
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

**D. INDICE DE ALTERACION QUIMICA (CIA) (NESBITT y YOUNG 1982)**

72	72	71	75	76	74	84	69	58	64	63	61	62	61	66
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

**Referencias:** PC: Pérdida por calcinación; PCF: Pelita cuarzo feldespática; PCA: Pelita cuarzo arcillosa; PFC: pelita feldespato cuarzosa.

e identificar el marco tectónico de las áreas de aporte y de acumulación.

Ya se ha señalado en trabajo anterior (Spalletti *et al.* 1993), la importancia que adquieren los contenidos de ciertos componentes químicos de especial inmovilidad en el reconocimiento de la litología de origen del material sedimentario. A este respecto se ha encontrado muy eficiente el empleo de la relación SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub>, dos componentes químicos que siguen comportamientos opuestos en el proceso de diferenciación magmática. El conjunto de las pelitas de los tres perfiles que se estudian muestra relaciones elevadas de este parámetro (Tabla 2), lo que revela una clara naturaleza ácida de la roca de origen. Es importante destacar que los valores de esta relación composicional, normalmente muestran cifras algo me-

nores a las que debieran exhibir. Esta circunstancia es atribuida al hecho de que el titanio muestra un grado de inmovilidad superior al que caracteriza al silicio.

Con referencia a la caracterización del marco tectónico en el que tuvo lugar la acumulación del material pelítico, la figura 4 (Roser y Korsch 1986) señala que las muestras provenientes de la Formación Puesto Viejo se ubican, de un modo general, en el campo correspondiente a un "margen continental pasivo". El empleo de la metodología desarrollada por Merodio y Spalletti (1992) basada en la definición de las relaciones de arcillas/feldespatos normativos, conduce a resultados totalmente opuestos (Fig. 5). En efecto, se observa que las muestras ensayadas -con excepción de VGR7- caen dentro de campos composicionales que son característicos de ambientes

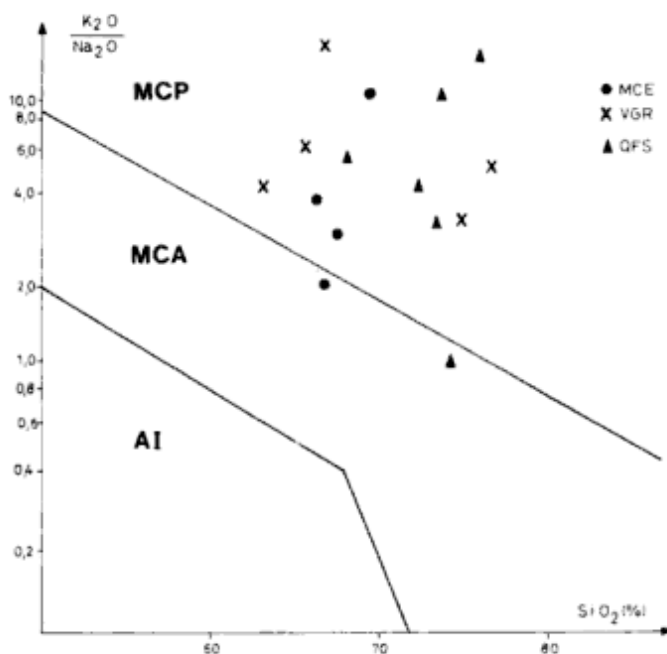


tectónicos activos ("margen continental activo" y "arco de islas", siguiendo la terminología original de Roser y Korsch 1986).

Es evidente que este último resultado se basa en el hecho de que los contenidos de feldespatos en estas pelitas son sensiblemente elevados, lo que ha conducido a que solamente una muestra (VGR7) presente una relación arcilla/feldespato superior a 3 (límite establecido entre "margen continental activo" y "pasivo"), en tanto otras dos (VGR 4 y VGR 5) están próximas a dicho límite.

Los resultados obtenidos con aplicación de la propuesta de Roser y Korsch (1986), se deben a los valores elevados de la relación  $K_2O/Na_2O$ . Al respecto, estos autores (p. 637) puntualizan que: "Sedimentos de esta categoría derivan de áreas continentales estables y depositados posteriormente en ambientes alejados de los límites de placas activas". No obstante, en las pelitas de Puesto Viejo la elevada magnitud de  $K_2O/Na_2O$  se atribuye simplemente al aporte de potasio por parte del feldespato y no exclusivamente al de las arcillas. Ello significa que en las pelitas estudiadas el valor de dicha relación no puede emplearse para definir un alto grado de meteorización, que es el que normalmente caracteriza a los ambientes de "margen continental pasivo". Esta circunstancia conduce a reflexionar respecto de los verdaderos alcances interpretativos del diagrama propuesto por Roser y Korsch (1986).

Por su parte, y con el fin de distinguir ambientes tectónicos de cuencas sedimentarias, Bhatia (1985) de-

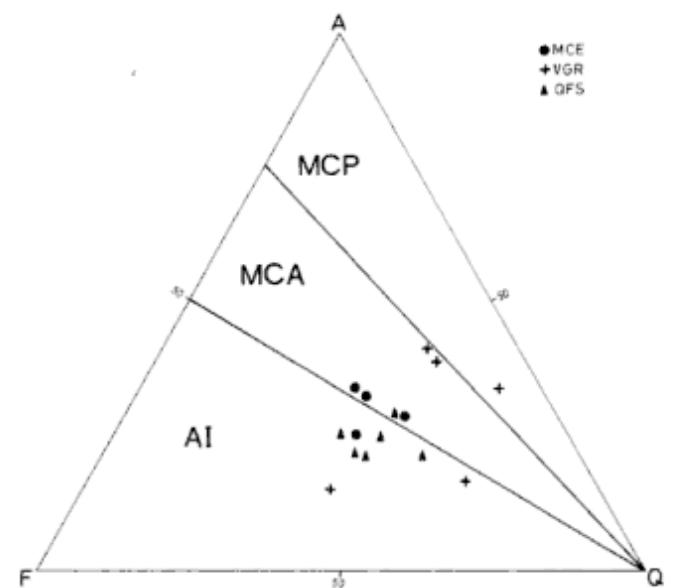


**Figura 4:** Discriminación de ambientes tectónicos según Roser y Korsch (1986). MCE: muestras de la región entre Valle Grande y El Nihuil; VGR: muestras de Rincón del Atuel; QFS: muestras de la sección de Agua de los Burros. MCP: margen continental pasivo; MCA: margen continental activo; AI: arco de islas.

sarrolló una metodología basada en relaciones mineralógicas modales (filosilicatos/cuarzo y filosilicatos/feldespatos). Estos modelos encuentran, asimismo, una estrecha correlación con los valores de  $\log K_2O/Na_2O$  y el índice de madurez de pelitas. Este último fue definido por Bhatia (1985) sobre la base de la relación filosilicatos modales contra cuarzo y feldespatos.

La Fig. 6 permite apreciar que las muestras de pelitas pertenecientes a la Formación Puesto Viejo se distribuyen en un campo que Bhatia ha propuesto como característico de pelitas filo-técticas, y que corresponde a material sedimentario depositado en ambientes tectónicamente inestables ("arco de islas continental" y "margen continental activo"). Por lo tanto, las conclusiones a las que se arriba con esta propuesta son similares a las obtenidas por aplicación de nuestra metodología (Merodio y Spalletti 1988), aunque debe aclararse que en este último procedimiento, en lugar de utilizarse valores modales, se han empleado las composiciones normativas de los minerales.

Por último, cabe aclarar que las cifras que exhibe el índice de alteración química (CIA) de Nesbitt y Young (1982), señalan diferencias sustanciales respecto al grado de meteorización. Así, las muestras correspondientes al perfil Valle Grande-Nihuil definen un nivel de alteración propio del material pelítico (CIA = 70-75), en tanto que las correspondientes a Agua de los Burros (QFS), presentan valores sustancialmente más bajos. Los resultados en las pelitas del perfil de Rincón del Atuel (VGR) señalan, nuevamente, su heterogeneidad con niveles de alteración química extremos de la serie analizada (84 en la VGR-7 y 58 en la VGR-17; Tabla 2). Salvo alguna excepción, los valores del CIA, representativos del grado



**Figura 5:** Discriminación de ambientes tectónicos según Merodio y Spalletti (1992). A: argilominerales normativas, F: feldespatos normativos, Q: cuarzo normativo. Otras referencias, igual que en Fig. 4.

de meteorización, muestran correlación significativa con la composición modal de arcillas: cuanto mayor es el índice de alteración, es más elevada la proporción de caolinita respecto a esmectita y/o illita.

## Conclusiones

Las piropsamitas y piropelitas de la Formación Puesto Viejo poseen alta proporción de matriz vitroclástica ácida y fenoides de grano grueso y muy grueso de cuarzo y feldespato potásico. Aparecen también líticos de pastas felsíticas y de pumitas. Texturalmente se pueden diferenciar piroclastitas soldadas y no soldadas. Las tufolitas poseen los mismos componentes, pero se distinguen por la menor proporción de vitroclastos finos, por sus granos con evidencias de abrasión y por la incorporación de fenoclastos de naturaleza piroclástica. La abundancia de piroclastitas primarias y secundarias es reflejo de la importante actividad volcánica ácida explosiva durante el tiempo de acumulación de la unidad estudiada.

Las areniscas, analizadas en una escala de primer a segundo orden (Ingersoll 1990, Ingersoll *et al.* 1993), están constituidas por clastos con moderado grado de abrasión y discreta selección; son en su mayor parte arenitas con cemento de calcita esparítica fina, que puede estar asociada con hematita. De la composición modal puede inferirse la existencia de un relieve volcánico circundante al depocentro, ya que los granos (cristalinos y líticos) muestran el aporte casi exclusivo desde una roca madre de composición riolítica (ignimbritas, tobas, etc.). El bajo índice de madurez composicional es no sólo el producto de la procedencia sino también del escaso grado de transporte de los detritos y de su corto tiempo de residencia en los ambientes sedimentarios, lo que se vincula con un apreciable grado de subsidencia cuencal.

La fracción menor a 4 micrómetros de las pelitas posee variada composición argilomineral, que se considera

poligenética. La esmectita es producto de transformación eodiagenética de vidrio volcánico, mientras que el interestratificado I/S y -al menos parte de- la illita son resultado de mesogénesis de esmectitas. Para la caolinita se supone origen detrítico por meteorización y ulterior erosión de unidades pre-triásicas.

El estudio geoquímico muestra cierta heterogeneidad composicional en las pelitas, las que se caracterizan por significativo tenor de sílice, escaso contenido en magnesio y calcio y valores muy elevados de la relación  $K_2O/Na_2O$ , aún cuando aparezca poco  $K_2O$ . Cifras altas de la relación  $SiO_2/TiO_2$  reflejan la naturaleza ácida de las rocas madres. La composición normativa permite clasificar a la mayoría de las sedimentitas como pelitas cuarzo-feldespáticas; en ellas predomina cuarzo junto a ortosa, caolinita y/o esmectita, mientras que la illita se define sólo en cuatro de las muestras, en las que no se ha conformado feldespato potásico normativo.

En los diagramas destinados a inferir ambientes tectónicos a partir de la composición (Bhatia 1985, Merodio y Spalletti 1988), las pelitas estudiadas se ubican en campos pertenecientes a regiones tectónicamente activas. Es de destacar que el empleo de la metodología de Roser y Korsch (1986) no ha brindado los mismos resultados. El índice de alteración química (CIA) posee cifras elevadas en las sedimentitas ricas en caolinita, mientras que decrece considerablemente cuando las rocas tienen alto tenor de argilominerales neoformados (esmectita, illita).

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación y Desarrollo (PID) del CONICET de la República Argentina número 330/92. Los autores desean expresar su reconocimiento a Daniel Ganuza y a Eduardo Morel por su asistencia en las tareas de campo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Báez, A., Marsicano, C. y Cione, A., 1993. Vertebrados mesozoicos. En: Ramos, V. (Ed.): Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 2(13), pp. 341-348. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires.
- Barrows, K., 1980. Zeolitization of Miocene volcanoclastic rocks, southern Desatoya Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 91: 199-210.
- Bhatia, M., 1985. Composition and classification of Paleozoic flysch mudrocks of eastern Australia: implication of provenance and tectonic setting interpretation. *Sedimentary Geology*, 41: 249-268.
- Bonaparte, J., 1966. Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas, basadas en restos de tetrápodos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(1): 20-38.
- Brindley, G., 1980. Quantitative X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. En: Brindley, G. y Brown, G. (Eds.):

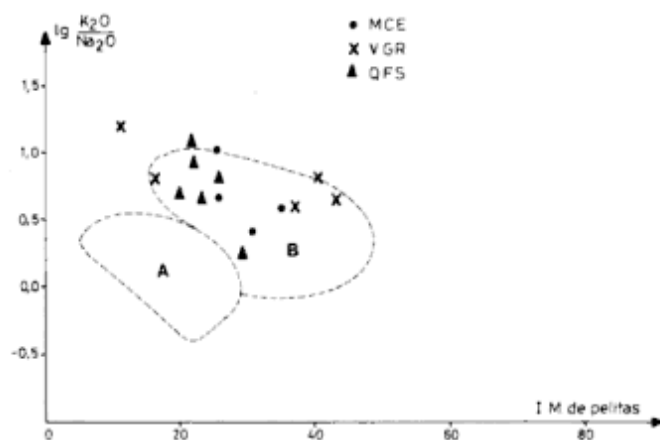


Figura 6: Diagrama (parcial) de Bhatia (1985). Distribución de pelitas tectónicas (A) y filo-tectónicas (B).

- Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification. Mineralogical Society of London, Monograph 5, pp. 411-438. London.
- Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de la Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26: 1-37. Santiago.
- Dessanti, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79. Buenos Aires.
- Espejo, I., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel (provincia de Mendoza). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 338 p. (Inédito).
- Espejo, I. y López Gamundi, O., 1994. Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin: the El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, A64: 8-16.
- Foscolos, A., Powell, E. y Günther, P., 1976. The use of clay minerals as inorganic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generation potential of shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 953-966.
- González Díaz, E., 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19: 151-188.
- González Díaz, E., 1972. Descripción geológica de la hoja 27d, San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 132: 1-127. Buenos Aires.
- Ingersoll, R., 1990. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, 18: 733-736.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. y Sares, S., 1984. The effect of grain size on the detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Ingersoll, R., Kretschmer, A. y Valles, P., 1993. The effect of sampling on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40: 937-953.
- Iñiguez, A., Merodio, J. y Spalletti, L., 1988. Mineralogía y geoquímica de pelitas de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario), provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 12-23.
- Kusiak, M.E., 1993. Nuevos afloramientos basales de la Formación Puesto Viejo, al sudoeste de la Presa Valle Grande, río Atuel, San Rafael, Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 63-70.
- Merodio, J. y Spalletti, L., 1988. Composición normativa y clasificación de rocas pelíticas. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*, Sección Geología, 10: 149-170.
- Merodio, J. y Spalletti, L., 1992. Geoquímica de pelitas: su empleo en la definición de ambientes sedimentarios y tectónicos para el Ordovícico de la Precordillera Occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 336-345.
- Merodio, J., Spalletti, L. y Bertone, L., 1992. Normative composition of clay minerals and pelitic rocks. *Computers and Geosciences*, 18: 47-61.
- Mpodozis, C. y Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31° S). *Revista Geológica de Chile*, 17: 153-180. Santiago.
- Nesbitt, H. y Young, G., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Pierce, J. y Siegel, F., 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 187-193.
- Roser, B. y Korsch, R., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone - mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Spalletti, L., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1: 125-142. La Plata.
- Spalletti, L., Merodio, J. y Matheos, S., 1993. Composición, procedencia y marco tectónico de sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del sudeste de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 277-286.
- Teruggi, M., Iñiguez Rodríguez, A., Spalletti, L. y Mazzoni, M., 1981. Tipos de rocas vulcano-piroclásticas del Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 3: 509-531.
- Uliana, M. y Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 172-190. Sao Paulo.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J., 1990. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: Tankard, A. y Balkwill, H. (Eds.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, pp. 599-614. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 46.
- Zavattieri, A. y Papú, O., 1993. Microfloras mesozoicas. En: Ramos, V. (Ed.): *Relatorio, Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 2(9): 309-316. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Buenos Aires.

**Recibido:** 3 de agosto, 1995

**Aceptado:** 27 de febrero, 1996

# Evaluación de tres diferentes métodos de estimación de parámetros estadísticos texturales mediante análisis de funciones discriminantes

Esteban PASSEGGI

*Departamento de Limnología Física y Química, Instituto Nacional de Limnología (INALI), José Macía 1933, 3016 Santo Tomé, Santa Fe, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.*

**ABSTRACT:** *Evaluation of three different methods of textural statistical parameters by means of discriminant function analysis. Researchers performing routine sediment analysis are frequently confronted by the problem of choosing the best mathematical technique to evaluate the size frequency distribution. The efficacy of different parameters calculated using (1) moment measure equations, (2) Folk and Ward's equations and (3) Inman's equations, to discriminate 61 samples of river bed sediments, previously classified by means of cluster analysis, was statistically tested. The results show that, although the three methods successfully predicted more than 90 % of the samples, the moment measures were more effective than the graphic methods to describe the size frequency distribution because the former involve a summation over the entire frequency range whereas the latter are only an approximation of a continuous distribution.*

## Introducción

Desde que los primeros sedimentólogos comenzaron a aplicar técnicas estadísticas en la evaluación de las propiedades mecánicas de los sedimentos, los esfuerzos se orientaron a la determinación de algún parámetro específico o combinación de parámetros que pudiera utilizarse para establecer, con cierto grado de seguridad, el ambiente de depositación de sedimentos antiguos.

Los conocimientos adquiridos con respecto a que ciertas combinaciones de medidas estadísticas que, volcadas sobre coordenadas cartesianas o logarítmicas, permitían diferenciar sedimentos depositados en variados ambientes (siempre y cuando se disponga de un adecuado número de muestras), resolvieron el problema. Sin embargo, el siguiente objetivo fue conocer el método más apropiado para el cálculo de tales parámetros. Mientras una parte de los sedimentólogos prefirió el uso de las medidas momento (Friedman 1961; 1962a; 1967; 1979a; 1979b), por entender que la inclusión del rango total de frecuencias en el cálculo de los estadísticos favorece la precisión de las estimaciones, otros plantearon sus dudas respecto a la validez de este método (Folk 1966), inclinándose por las técnicas gráficas (Inman 1952; Folk y Ward 1957; Mason y Folk 1958), posiblemente debido a que proporcionan, de manera relativamente rápida y sencilla, una aproximación a una distribución continua.

Actualmente, si bien la preferencia de una parte importante de los sedimentólogos parece inclinarse hacia las primeras, todavía hay investigadores que emplean las medidas gráficas, lo cual señala la falta de una definición contundente al respecto, incluso en la literatura dedicada a discutir la precisión y exactitud de moder-

nos métodos para análisis de tamaño de partículas (Svitski 1991).

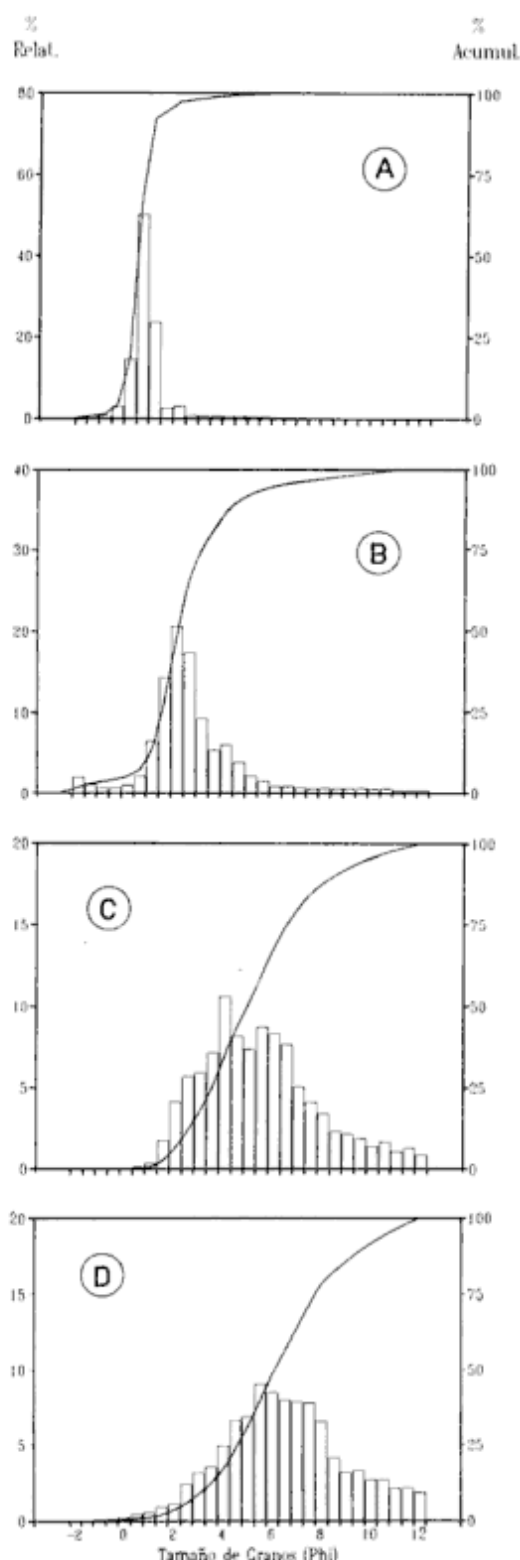
Siguiendo la línea investigativa de trabajos como los de Ispording (1972) y Swan *et al.* (1978; 1979), los cuales optaron por valorar y comparar objetivamente las ventajas y desventajas de cada método, este trabajo tiene como objetivo evaluar, a través de un simple procedimiento estadístico (análisis de funciones discriminantes), la eficacia de los métodos mencionados para estimar parámetros que discriminen sedimentos de lecho obtenidos en distintos ambientes fluviales que difieren en el caudal que transportan y, por lo tanto, en su energía de transporte.

## Materiales y métodos

Los datos primarios sobre los cuales se desarrolló el estudio surgieron del análisis granulométrico de 61 muestras de sedimentos de lecho obtenidas en cauces de diferente jerarquía situados en un área dentro de la llanura aluvial del río Paraná comprendida entre los paralelos 31° 40' y 31° 43' de latitud sur y los meridianos 60° 35' y 60° 43' de longitud oeste.

De las 61 muestras 23 se coleccionaron en el cauce principal del río Paraná el cual, por transportar más del 70 % del caudal en esta sección transversal del valle, representa el primer grado de jerarquía dentro de su red fluvial (Drago, comunicación personal, 1995); 17 muestras se obtuvieron en un cauce secundario de tercer grado que transporta entre el 10 % y el 50 % del caudal total; 18 en un cauce secundario de sexto grado que descarga entre el 0,5 % y el 1 % y 3 muestras en un cauce





**Figura 1:** Distribución granulométrica de sedimentos de fondo de la llanura aluvial del río Paraná. A- cauce principal (promedio de 23 muestras); B- cauce secundario de 3er. grado (promedio de 17 muestras); C- cauce secundario de 6to. grado (promedio de 18 muestras) y D- cauce secundario de 7mo. grado (promedio de 3 muestras).

secundario de séptimo grado con menos del 0,5 % del caudal total transportado a través del valle aluvial.

Las fracciones gruesas ( $> 62 \mu\text{m}$ ) se clasificaron mediante tamizado en seco mientras que para las finas ( $< 62 \mu\text{m}$ ) se utilizó el método del pipeteado, en ambos casos a escala de un grado phi. De esta manera se obtuvieron los porcentajes en peso del material presente en cada grado granulométrico (Fig. 1).

El siguiente paso fue calcular los parámetros estadísticos fundamentales en la caracterización textural del material teniendo en cuenta tres métodos diferentes: método de los momentos (Friedman 1961), método gráfico de Folk y Ward (1957) y método gráfico de Inman (1952) (Tabla 1).

Las medidas calculadas comunes a los tres métodos señalados fueron media, desviación estándar, asimetría y curtosis a las cuales se agregó la desviación media cúbica de Friedman y la segunda asimetría de Inman.

En el caso particular de la curtosis, cabe aclarar que, debido a que la distribución de los valores de curtosis en sedimentos naturales es, a menudo, fuertemente asimétrica, se asumió el criterio de estandarizar sus valores para los tres métodos mencionados de manera de evaluar también la incidencia de este procedimiento en la eficacia del método de estimación de la curtosis.

## Análisis estadísticos

### Análisis de agrupamiento

El propósito de todo análisis de agrupamiento es examinar la interrelación de diferentes variables medidas sobre un determinado número de muestras e identificar aquellas observaciones que presentan cierta similitud. De este modo el análisis se constituye en un método gráfico de agrupamiento de las muestras en grupos linealmente relacionados por la similitud de las variables medidas.

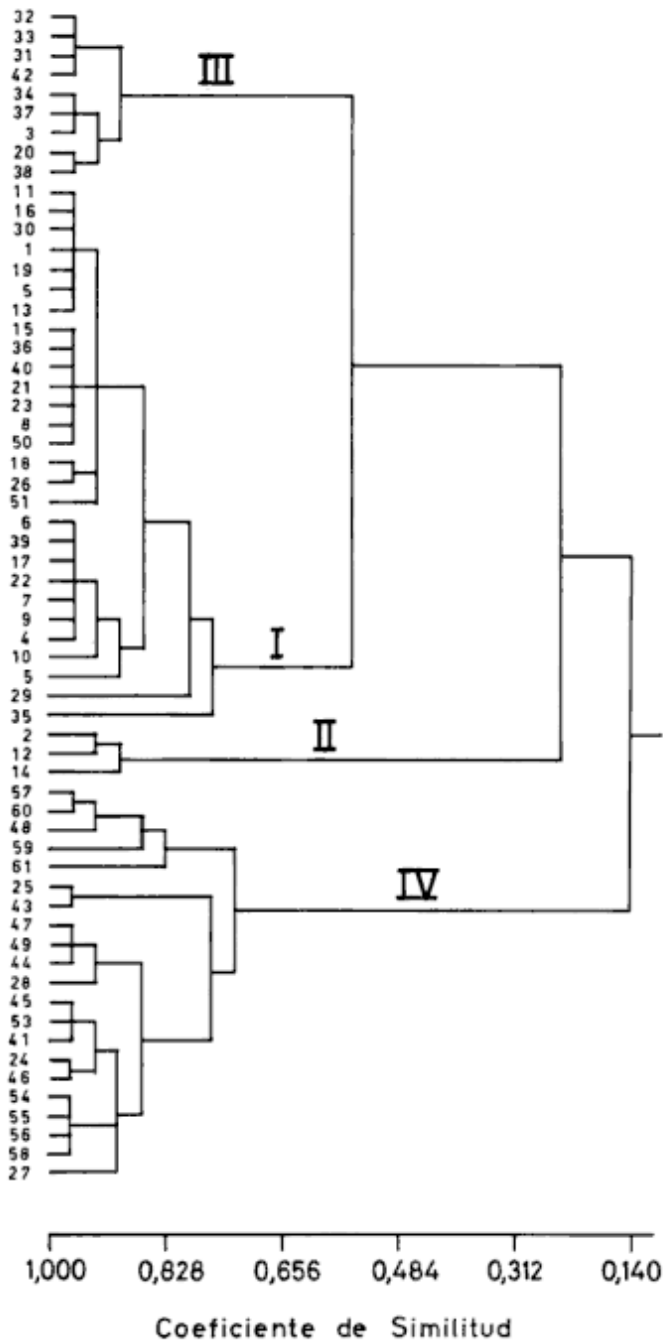
Cabe resaltar que en este trabajo la utilidad del análisis de agrupamiento radicó, no sólo en la objetividad de la clasificación de las muestras de acuerdo a su distribución granométrica, es decir asumiendo como variables los porcentajes de material presente en cada uno de los grados de tamaño de granos (grados phi), sino también, en la posibilidad de designar a cada muestra como miembro perteneciente a uno de los grupos surgidos del análisis.

Utilizando como medida de similitud el coseno del ángulo entre los vectores de las variables ( $\cos \theta$ ) y como método de agrupamiento el de ligamiento simple, se encontró que a valores de similitud cercanos a 0,73 las 61 muestras se distribuyeron en 4 grupos (Fig. 2). En base a las características texturales de aquellas pertenecientes a cada grupo, se pudo establecer:

Grupo I: constituido por arenas medias, con una moderadamente buena selección, con distribución aproxima-

**Tabla 1:** Valores correspondientes a los parámetros estadísticos texturales estimados a través de tres métodos diferentes en 61 muestras de sedimentos de fondo de la llanura aluvial del río Paraná.

Grado de jerarquía del cauce	Friedman (1961)						Folk y Ward (1957)					Inman (1962)					
	$\mu$	$\sigma$	$\alpha_1$	$\alpha_1\sigma_1$	$\alpha_2$	$\alpha_2'$	Mz	$\sigma_1$	Sk <sub>1</sub>	KG	KG'	M <sub>3</sub>	$\sigma_3$	$\alpha_3$	$\alpha_3'$	$\beta_3$	$\beta_3'$
1 <sup>ro</sup>	1,32	0,63	-0,75	-0,18	8,34	0,89	1,34	0,51	-0,16	1,26	0,56	1,32	0,47	-0,14	-0,34	0,98	0,49
	0,79	1,08	2,58	3,27	18,21	0,95	0,79	0,71	0,03	1,23	0,55	0,81	0,66	0,08	-0,05	0,93	0,48
	2,26	0,59	0,47	0,10	10,72	0,91	2,26	0,46	-0,11	1,09	0,52	2,24	0,45	-0,11	-0,20	0,69	0,41
	2,01	1,11	-0,88	-1,22	9,18	0,90	2,13	0,79	0,21	0,97	0,49	2,20	0,78	0,28	0,22	0,67	0,40
	1,69	0,91	1,12	0,85	5,62	0,85	1,66	0,81	0,28	1,55	0,61	1,72	0,74	0,24	0,66	1,01	0,50
	1,85	0,70	-1,32	-0,44	12,40	0,93	1,93	0,49	0,05	1,00	0,50	1,94	0,49	0,03	0,10	0,71	0,42
	1,94	0,76	1,18	0,52	13,45	0,93	1,95	0,60	-0,08	1,22	0,55	1,94	0,59	-0,08	-0,15	0,73	0,42
	1,76	0,77	0,02	0,01	7,45	0,88	1,82	0,66	0,18	1,40	0,58	1,85	0,60	0,17	0,37	0,96	0,49
	1,93	0,67	0,42	0,13	5,45	0,84	1,95	0,55	-0,01	1,02	0,51	1,95	0,53	0,00	-0,03	0,75	0,43
	1,68	1,03	-0,24	-0,26	6,96	0,87	1,71	0,86	-0,28	1,10	0,52	1,65	0,81	-0,23	-0,61	0,86	0,46
	1,48	0,45	-1,27	-0,11	16,86	0,94	1,51	0,38	-0,03	1,11	0,53	1,51	0,35	0,00	-0,10	0,93	0,48
	0,59	0,52	1,11	0,15	11,35	0,92	0,60	0,43	0,07	1,30	0,56	0,60	0,38	0,00	0,29	1,08	0,52
	1,44	0,94	-0,33	-0,27	14,89	0,94	1,50	0,60	-0,03	1,41	0,59	1,50	0,50	-0,01	-0,14	1,36	0,58
	0,18	0,74	-0,64	-0,25	5,54	0,85	0,22	0,62	-0,11	1,14	0,53	0,20	0,60	-0,11	-0,20	0,78	0,44
	1,80	0,54	-0,53	-0,08	13,10	0,93	1,88	0,39	0,15	1,26	0,56	1,89	0,37	0,11	0,34	0,82	0,45
	1,43	0,56	-2,71	-0,48	21,37	0,96	1,47	0,41	-0,11	1,25	0,56	1,46	0,36	-0,06	-0,36	1,08	0,52
	1,89	0,50	0,53	0,07	1,99	0,67	1,97	0,35	0,16	1,12	0,53	1,99	0,34	0,13	0,33	0,79	0,44
	1,39	1,17	-0,06	-0,10	8,47	0,89	1,43	0,98	-0,18	1,41	0,58	1,39	0,89	-0,12	-0,48	0,99	0,50
	1,20	0,69	-2,02	-0,65	10,70	0,91	1,23	0,52	-0,22	1,33	0,57	1,20	0,48	-0,17	-0,53	0,93	0,48
	2,35	1,06	-0,58	-0,70	4,89	0,83	2,41	0,96	-0,08	1,67	0,62	2,40	0,80	-0,05	-0,24	1,31	0,57
	1,78	0,81	4,97	2,61	35,08	0,97	1,80	0,40	0,22	1,44	0,59	1,82	0,36	0,17	0,56	1,06	0,51
1,81	0,65	-0,11	-0,03	4,54	0,82	1,67	0,56	0,70	1,10	0,52	1,84	0,55	0,91	0,86	0,74	0,43	
1,66	0,56	-0,20	-0,04	10,65	0,91	1,71	0,44	0,07	1,25	0,55	1,72	0,42	0,05	0,18	0,85	0,46	
3 <sup>ro</sup>	4,42	1,69	1,31	6,34	5,48	0,85	4,35	1,45	0,26	0,96	0,49	4,41	1,43	0,12	0,68	0,70	0,41
	3,77	0,95	4,38	3,70	30,40	0,97	3,65	0,54	0,49	1,17	0,54	3,73	0,51	0,49	0,88	0,82	0,45
	2,05	1,93	2,20	15,74	8,93	0,90	1,71	1,46	0,23	2,78	0,74	1,71	0,79	-0,01	2,14	3,47	0,78
	6,06	2,48	0,49	7,52	2,36	0,70	6,05	2,54	0,31	0,88	0,47	6,33	2,67	0,31	0,46	0,49	0,33
	4,47	1,33	2,77	6,47	12,83	0,93	4,30	0,91	0,23	1,52	0,60	4,30	0,70	0,00	1,20	1,66	0,62
	1,13	1,05	3,12	3,56	24,28	0,96	1,04	0,64	-0,12	1,27	0,56	1,01	0,59	-0,15	-0,18	0,94	0,48
	1,65	0,71	8,35	3,02	95,79	0,99	1,66	0,31	0,11	1,15	0,53	1,67	0,29	0,05	0,32	0,96	0,49
	2,68	0,64	6,37	1,69	62,71	0,98	2,77	0,29	0,06	1,49	0,60	2,76	0,22	-0,09	0,55	1,64	0,62
	2,42	0,47	4,84	0,50	91,84	0,99	2,30	0,28	0,02	1,37	0,58	2,30	0,25	0,00	0,08	1,08	0,52
	2,39	0,40	0,59	0,04	58,83	0,98	2,25	0,22	-0,02	1,29	0,56	2,25	0,20	0,00	-0,10	1,05	0,51
	2,18	0,66	3,73	1,08	44,79	0,98	2,08	0,37	-0,23	1,19	0,54	2,05	0,35	-0,26	-0,39	0,87	0,47
	3,48	3,15	0,39	12,29	2,72	0,73	3,46	3,13	0,29	1,10	0,52	3,82	2,92	0,37	0,39	0,89	0,47
	1,82	0,84	6,15	3,64	62,79	0,98	1,84	0,37	-0,02	1,16	0,54	1,84	0,36	0,00	-0,07	0,76	0,43
	2,25	0,87	4,54	3,03	42,50	0,98	2,21	0,50	-0,22	1,18	0,54	2,17	0,49	-0,27	-0,31	0,73	0,42
	2,64	1,16	3,77	5,82	26,14	0,96	1,80	0,49	0,04	1,15	0,53	1,80	0,45	0,00	0,16	0,93	0,48
	1,94	0,97	4,76	4,38	42,05	0,98	1,87	0,54	0,05	0,99	0,50	1,87	0,53	0,02	0,14	0,71	0,41
	1,83	0,78	3,29	1,57	29,44	0,97	2,60	0,68	-0,06	1,08	0,52	2,59	0,66	-0,08	-0,08	0,76	0,43
6 <sup>to</sup>	4,93	2,04	1,16	9,78	4,16	0,81	4,79	1,91	0,34	1,10	0,52	4,93	1,81	0,23	0,82	0,84	0,46
	3,11	1,46	2,78	8,59	11,40	0,92	2,85	0,96	0,59	2,78	0,74	2,95	0,65	0,45	2,37	2,23	0,69
	4,55	1,88	1,82	12,11	6,03	0,86	4,41	1,62	0,62	1,62	0,62	4,66	1,38	0,55	1,54	1,23	0,55
	4,82	1,68	1,60	7,60	5,92	0,86	4,71	1,48	0,33	1,23	0,55	4,79	1,31	0,19	0,96	1,07	0,52
	5,36	2,15	0,92	9,07	3,21	0,76	5,30	2,13	0,34	0,96	0,49	5,48	2,12	0,25	0,72	0,66	0,40
	4,94	2,41	0,97	13,53	3,28	0,77	4,90	2,39	0,38	1,06	0,52	5,15	2,35	0,32	0,77	0,70	0,41
	4,91	1,81	1,60	9,59	5,40	0,84	4,82	1,62	0,48	1,21	0,55	5,01	1,52	0,37	1,07	0,86	0,46
	5,87	1,79	1,18	6,78	4,34	0,81	5,71	1,73	0,26	1,29	0,56	5,77	1,59	0,11	0,79	0,93	0,48
	4,93	1,81	1,71	10,15	5,79	0,85	4,77	1,61	0,46	1,33	0,57	4,92	1,40	0,31	1,29	1,15	0,53
	1,88	1,21	3,96	7,00	23,71	0,96	1,71	0,56	0,23	1,25	0,56	1,75	0,51	0,22	0,49	0,98	0,50
	3,43	2,56	1,21	20,40	3,54	0,78	3,27	2,34	0,76	0,89	0,47	3,86	2,36	0,75	1,26	0,62	0,38
	3,39	2,32	1,39	17,20	4,32	0,81	3,29	2,12	0,67	1,07	0,52	3,74	2,06	0,66	1,18	0,74	0,43
	5,47	2,33	0,76	9,61	3,03	0,75	5,42	2,30	0,29	1,01	0,50	5,58	2,28	0,21	0,61	0,68	0,40
	5,57	1,85	1,17	7,45	4,08	0,80	5,44	1,76	0,35	1,27	0,56	5,56	1,60	0,23	0,95	0,99	0,50
	5,45	1,86	1,32	8,47	4,62	0,82	5,22	1,77	0,29	1,27	0,56	5,27	1,68	0,09	0,90	0,84	0,46
	5,60	1,98	0,95	7,36	3,45	0,78	5,58	1,87	0,32	0,94	0,48	5,73	1,87	0,24	0,68	0,65	0,39
	6,37	1,98	0,74	5,74	3,10	0,76	6,32	1,97	0,27	1,13	0,53	6,46	1,90	0,22	0,57	0,77	0,44
5,50	2,07	1,04	9,25	3,74	0,79	5,46	1,97	0,37	1,08	0,52	5,64	1,86	0,29	0,84	0,84	0,46	
7 <sup>mo</sup>	5,87	2,75	0,21	4,31	2,48	0,71	5,84	2,90	0,12	1,02	0,50	5,94	2,98	0,10	0,22	0,56	0,36
	6,17	2,22	0,32	3,50	2,98	0,75	6,13	2,17	0,14	1,12	0,53	6,20	2,06	0,09	0,33	0,83	0,45
	6,78	2,19	0,20	2,12	2,59	0,72	6,77	2,26	0,03	1,08	0,52	6,75	2,25	-0,02	0,14	0,67	0,40



**Figura 2:** Dendrograma generado a partir del análisis de agrupamiento de datos granométricos de 61 muestras de sedimentos de lecho provenientes de diferentes cauces dentro de la llanura aluvial del río Paraná.

damente simétrica o levemente asimétrica positiva y pronunciada leptocurtosis.

Grupo II: formado por arenas gruesas, con una moderadamente buena selección, distribución aproximadamente simétrica con tendencia a asimétrica negativa y leptocúrtica.

Grupo III: formado por arenas finas, bien a moderadamente bien seleccionadas y, en su mayoría, de distribución aproximadamente simétrica y mesocúrtica.

Grupo IV: establecido por limos gruesos y medios, generalmente pobre a muy pobremente seleccionados,

en su mayoría, con asimetría positiva y meso a leptocurtosis.

Resulta interesante resaltar que los grupos I y II se relacionaron con las muestras pertenecientes al cauce principal del río Paraná, en tanto el grupo III lo hizo con las del cauce secundario de tercer grado y el grupo IV con las muestras de los cauces de sexto y séptimo grado.

#### *Análisis de funciones discriminantes*

En general, el objetivo de este análisis es diferenciar poblaciones mediante la combinación de un determinado número de variables, maximizando la razón de la diferencia de medias entre los grupos y la varianza dentro de los mismos. Así, el análisis produce una serie de funciones lineales de las variables cuyos valores son los que mejor separan los grupos de muestras.

El número de funciones discriminantes resultantes será uno menos que la cantidad de grupos (siempre y cuando ésta sea menor o igual que el número de variables). A pesar de esto, si bien tanto el número de variables como el de grupos con los que se trabajó en esta oportunidad fue de 4, se retuvieron sólo las funciones discriminantes más significativas surgidas de la prueba chi-cuadrado.

Para la discriminación, se empleó la estrategia que maximiza la distancia Mahalanobis entre las variables (Kleca 1970), designándose como tales los parámetros granométricos fundamentales obtenidos por los diferentes métodos ya mencionados.

Los resultados del análisis de funciones discriminantes, se usaron tanto para evaluar la eficacia de los parámetros texturales obtenidos por diferentes métodos para separar diversas muestras en grupos estadísticamente diferentes, como para identificar aquellos casos que puedan haber sido erróneamente clasificados a través del análisis de agrupamiento previo.

Para llevar a cabo todos los análisis estadísticos mencionados se utilizó el programa SPSS-PC+ 4.0.

## **Resultados y discusión**

### *Medidas momento*

Los resultados del análisis discriminante sobre los parámetros estadísticos momento muestran que el 99,99 % de la varianza fue explicada por dos funciones discriminantes canónicas de las cuales la Función 1 fue la más significativa puesto que contó con el 98,21 % de la varianza y registró un elevado autovalor (12,09), un alto coeficiente de correlación canónica (0,96) y un valor chi-cuadrado (156,58) altamente significativo que supera ampliamente el valor crítico para 9 grados de libertad y un nivel de significación  $\alpha = 0,05$  (Tabla 2).

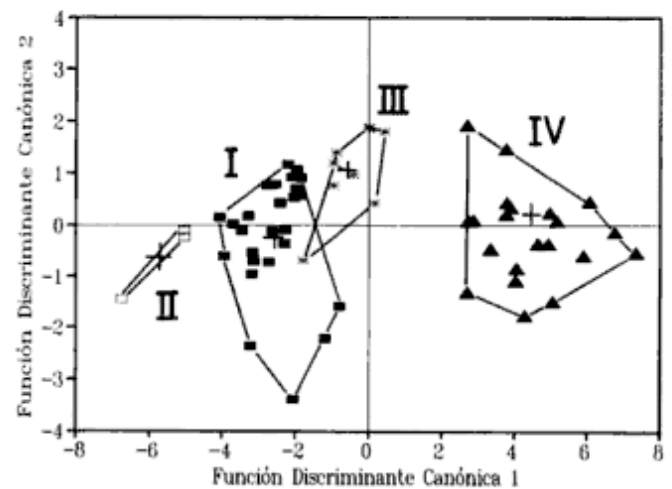
**Tabla 2:** Resultados del análisis de funciones discriminantes realizado sobre las medidas momento (Friedman 1961) correspondientes a 61 muestras de sedimentos del lecho de la llanura aluvial del río Paraná (4 grupos).

	Funciones discriminantes	
	F1	F2
Autovalores	12,09	0,22
Porcentaje de varianza	98,21	1,78
Correlación canónica	0,96	0,42
Chi-cuadrado	156,58	11,25
Grados de libertad (n)	9	4
Valor crítico ( $\chi^2_{0,95}$ )	16,9	9,49
Coeficientes estandarizados de las funciones discriminantes canónicas.		
$\alpha_1$	1,53309	0,36537
$\alpha_2$	-0,64169	-0,55418
$\alpha_3$	0,41166	0,84624
Coeficientes de correlación entre las variables y las funciones discriminantes canónicas.		
$\alpha_1$	0,81	-0,57
$\alpha_2$	-0,18	0,93
$\alpha_3$	0,25	-0,76
$\alpha_1, \alpha_2$	0,10	0,42
$\alpha_3$	0,11	0,40
Resultados correctos		
Grupo	Casos	%
1	28 de 28	100
2	3 de 3	100
3	8 de 9	88,9
4	21 de 21	100
Total	60 de 61	98,4

La Función 2 merece cierta atención como discriminante a pesar de que sus estadísticos derivados del análisis fueron notablemente inferiores a los de la Función 1.

El grado de correlación entre las variables y la función discriminante es una medida de la importancia relativa de dicha variable dentro de la función. Por lo tanto, se puede decir que la Función 1 se correlacionó bastante bien con la media mientras que la Función 2 estuvo íntimamente asociada a la curtosis estandarizada, a la desviación estándar y, en menor medida, a la media y a la asimetría.

Las magnitudes de los coeficientes discriminantes estandarizados indican que las principales variables responsables de la separación de los grupos de muestras fueron la media, a lo largo del vector de la Función 1, mientras que la curtosis estandarizada lo fue para la Función 2. La desviación estándar tuvo una influencia moderada en ambas funciones. Cabe destacar que tanto la asimetría como la desviación media cúbica quedaron excluidas de las funciones discriminantes, lo que resulta llamativo puesto que según Friedman (1979a) la primera es sensible al ambiente y la última es uno de los parámetros más efectivos en la separación de arenas de



**Figura 3:** Diagrama de dispersión de dos funciones de discriminación canónica usando como variables discriminantes los parámetros estadísticos momento (Friedman 1961) para 4 grupos.

distintos orígenes. Contrariamente, el análisis retuvo a la curtosis momento, una medida considerada por Friedman como no sensible al ambiente de depositación.

En este punto, es preciso aclarar que, en realidad, el análisis discriminante retuvo a la curtosis momento estandarizada y no a la curtosis (4<sup>to</sup> momento) tal como la concibió Friedman (1961). Este hecho induce a pensar que el procedimiento de estandarización contribuye a la eficacia de la curtosis momento como discriminante.

La representación gráfica de las marcas de la Función 1 y la Función 2 muestra una clara separación entre los grupos sin que se registre, prácticamente, superposición alguna entre ellos (Fig. 3).

De acuerdo a los resultados sumarios, ambas funciones clasificaron correctamente el 98,4 % de los casos, siendo el grupo III el único grupo en el cual las mismas clasificaron correctamente menos del 100 % de los casos.

### Medidas gráficas

Al realizar el análisis, designando como variables las medidas obtenidas según las ecuaciones de Folk y Ward (1957), se encontró que dos funciones discriminantes explicaban el 99,98 % de la varianza, siendo la más significativa la Función 1 que contó con el 97,81 % de la misma (Tabla 3).

En general, los autovalores, los coeficientes de correlación canónica y los valores chi-cuadrado fueron inferiores a los registrados para las medidas momento de Friedman.

Los coeficientes de correlación entre las variables y las funciones demostraron que la Función 1, una vez más, se asoció a la media, en tanto que la Función 2 mostró correlación con la desviación estándar incluso más que con la curtosis estandarizada (función normalizada de



**Tabla 3:** Resultados del análisis de funciones discriminantes realizado sobre las medidas gráficas de Folk y Ward (1957) correspondientes a 61 muestras de sedimentos del lecho de la llanura aluvial del río Paraná (4 grupos).

	Funciones discriminantes	
	F1	F2
<i>Autovalores</i>	10,09	0,22
<i>Porcentaje de varianza</i>	97,81	2,17
<i>Correlación canónica</i>	0,95	0,43
<i>Chi-cuadrado</i>	147,52	11,55
<i>Grados de libertad (n)</i>	9	4
<i>Valor crítico (<math>\chi^2_{n,0,95}</math>)</i>	16,9	9,49
<i>Coefficientes estandarizados de las funciones discriminantes canónicas.</i>		
Mz	1,45197	-0,39322
$\sigma_1$	-0,74991	1,02724
KG'	0,21394	-0,59461
<i>Coefficientes de correlación entre las variables y las funciones discriminantes canónicas.</i>		
Mz	0,85	0,51
Sk <sub>1</sub>	0,13	0,12
$\sigma_1$	0,29	0,81
KG'	-0,06	-0,62
<i>Resultados correctos</i>		
Grupo	Casos	%
1	25 de 28	89,3
2	3 de 3	100
3	8 de 9	88,9
4	21 de 21	100
Total	57 de 61	93,4

curtosis según Folk y Ward). La asimetría, por su parte, registró coeficientes  $r$  no significativos en ambas funciones.

De acuerdo a los coeficientes estandarizados de las funciones, las variables más relevantes en la discriminación de los grupos fueron la media, por la Función 1, y la desviación estándar inclusiva, por la Función 2. Nuevamente quedó fuera del análisis la asimetría.

La expresión gráfica bidimensional de las marcas de las funciones derivadas del análisis refleja una clara separación de los grupos II y IV que contrasta con la pronunciada superposición registrada para los restantes grupos de muestras (Fig. 4).

Los resultados sumarios revelan que el porcentaje de muestras correctamente clasificadas fue menor que para las medidas de Friedman (93,4 %) registrándose un porcentaje mínimo (88,9 %) para el grupo III y un máximo (100 %) para los grupos II y IV.

El análisis efectuado sobre las medidas gráficas de Inman (1952) mostró que, si bien las 2 funciones discriminantes resultantes del mismo explicaron en conjunto el 99,82 % de la varianza, este porcentaje fue menor que el hallado para las funciones derivadas de los análisis anteriores (Tabla 4).

Más allá de esto, la Función 1 manifestó un autovalor (9,93), un coeficiente de correlación canónica (0,95) y un valor chi-cuadrado (145,96) que la convierten en muy

significativa como discriminante. Asimismo, la media fue la variable que más se correlacionó con dicha función.

Al igual que en el análisis discriminante llevado a cabo sobre las medidas gráficas de Folk y Ward, las principales variables que incidieron en la separación de los grupos fueron la media y la desviación estándar quedando, en este caso, excluida del análisis, la curtosis y la segunda asimetría. Con respecto a esta última, es importante recordar que fue diseñada por Inman (1952) para describir la no-normalidad de la distribución en sus colas.

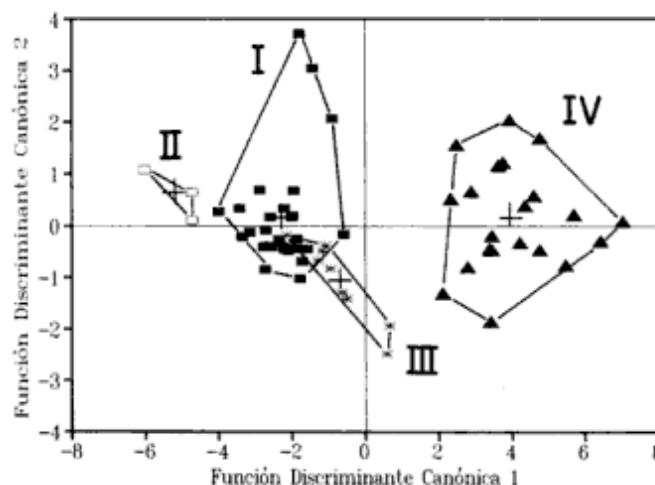
Resulta evidente que esta medida no cumple con el requisito básico que debe observar una medida de asimetría, es decir, ser geoméricamente independiente de la selección puesto que su cálculo consiste en el cociente entre la asimetría en las colas y la selección en la parte central de la distribución. Esto, sin duda, conduce irremediamente a valores de asimetría no reales y superiores a 1.

Representando las marcas de las funciones en forma gráfica se puede apreciar que, si bien hay una evidente separación de los grupos, ésta no es lo suficientemente clara para los grupos I y III que revelan una pronunciada superposición (Fig. 5).

El 90,2 % de los casos fueron correctamente clasificados a través de las dos funciones, lo que indica que la eficacia de las medidas de Inman para discriminar entre los grupos de muestras es inferior que la de los dos tipos de medidas consideradas anteriormente.

El mínimo porcentaje de eficacia (82,1 %) fue para el grupo I mientras que el máximo (100 %) se presentó en los grupos II y IV.

Examinando más en detalle los resultados de los análisis discriminantes realizados sobre las medidas de los tres métodos, puede destacarse que en todos los casos fueron suficientes dos funciones para representar más del 99 % de la varianza total.



**Figura 4:** Diagrama de dispersión de dos funciones de discriminación canónica usando como variables discriminantes los parámetros estadísticos gráficos de Folk y Ward (1957) para 4 grupos.

**Tabla 4:** Resultados del análisis de funciones discriminantes realizado sobre las medidas gráficas de Inman (1952) correspondientes a 61 muestras de sedimentos del lecho de la llanura aluvial del río Paraná (4 grupos).

	Funciones discriminantes	
	F1	F2
<i>Autovalores</i>	9,93	0,19
<i>Porcentaje de varianza</i>	97,94	1,88
<i>Correlación canónica</i>	0,95	0,40
<i>Chi-cuadrado</i>	145,96	10,86
<i>Grados de libertad (n)</i>	9	4
<i>Valor crítico (<math>\chi^2_{0,05}</math>)</i>	16,9	9,49
<i>Coefficientes estandarizados de las funciones discriminantes canónicas.</i>		
$M_{\phi}$	1,64115	-0,47374
$\sigma_{\phi}$	-0,97651	1,15408
$\alpha_{\phi}$	-0,17286	0,40424
<i>Coefficientes de correlación entre las variables y las funciones discriminantes canónicas.</i>		
$M_{\phi}$	0,79	0,60
$\sigma_{\phi}$	0,29	0,90
$\alpha_{\phi}$	0,10	0,60
$\alpha_{\phi_2}$	0,09	0,28
$\beta_{\phi}$	-0,15	-0,25
<i>Resultados correctos</i>		
Grupo	Casos	%
1	23 de 28	82,1
2	3 de 3	100
3	8 de 9	88,9
4	21 de 21	100
Total	55 de 61	90,2

Estas funciones revelaron la presencia de dos variables discriminantes fundamentales: la media y la desviación estándar. Estas, si bien fueron coincidentes para los tres métodos, mostraron diferentes grados de eficacia según el método de cálculo utilizado.

Estos parámetros resultaron ser más confiables cuando se calcularon a través del método de los momentos. El hecho de que el mismo incluya en el cálculo de estos parámetros al intervalo total de frecuencias constituye un argumento particularmente contundente al respecto (Folk 1966).

Cuando dichos estadísticos son estimados gráficamente, su precisión está en función de la cantidad de percentiles utilizados en el cálculo; cuanto más percentiles sean leídos de la curva, más precisa será la aproximación a las medidas momento.

Teniendo en cuenta estas consideraciones y a la luz de los resultados obtenidos en este estudio, es indudable que la media y la desviación estándar inclusiva de Folk y Ward (1957), logran esa aproximación con mayor precisión que los mismos estadísticos de Inman (1952). Al respecto vale recordar los aportes de Mc Cammon (1962), quien evaluó la eficiencia de algunas medidas halladas por diferentes métodos para aproximarse a las medidas momento. Así encontró que la media y la desviación

estándar de Inman (1952) alcanzan 74 % y 54 % de precisión respectivamente, mientras que los mismos parámetros obtenidos según Folk y Ward (1957), logran 88 % y 79 %.

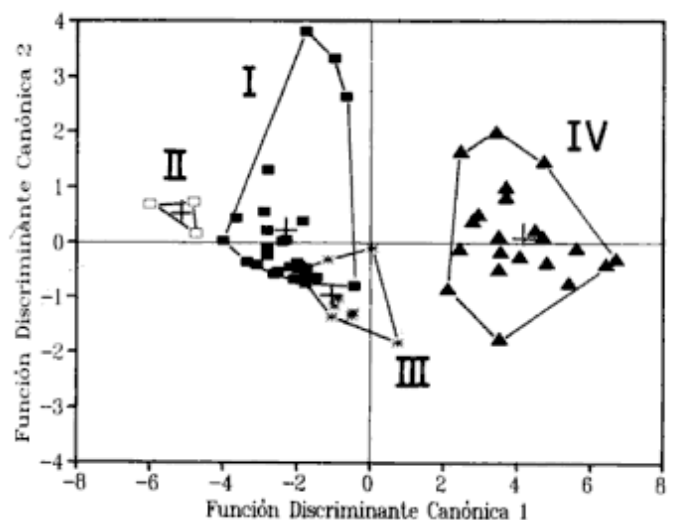
En el mismo sentido, Friedman (1962b) comparó valores de desviación estándar obtenidos gráficamente con aquéllos calculados por el método de los momentos. Este autor encontró que la desviación estándar inclusiva de Folk y Ward (1957) se correlacionaba muy significativamente con la desviación estándar momento. Asimismo, comprobó que la desviación estándar de Inman (1952) trabajaba mejor con material bien seleccionado que con arenas más pobremente seleccionadas, lo cual no pudo ser confirmado por los análisis realizados en este trabajo.

Con respecto a los restantes parámetros estadísticos de dispersión (asimetría y curtosis), su participación en las funciones discriminantes fue relativa.

Resulta particularmente llamativo que, en dos de los tres análisis, la asimetría no haya sido incluida en ninguna de las funciones puesto que este parámetro es considerado por muchos autores como indicador sensitivo del ambiente de depositación. Más notable aún, es el hecho de que su lugar en esos dos casos haya sido ocupado por la curtosis, cuya importancia en la discriminación de ambientes, generalmente, sólo estuvo asociada a su posición relativa frente a algún otro parámetro al ser graficados sobre coordenadas cartesianas en escala normal o logarítmica.

## Conclusiones

Los análisis discriminantes llevados a cabo proporcionaron, en todos los casos, dos funciones canónicas que en conjunto representaron más del 99 % de la varianza total, determinando a su vez, que los porcentajes del



**Figura 5:** Diagrama de dispersión de dos funciones de discriminación canónica usando como variables discriminantes los parámetros estadísticos gráficos de Inman (1952) para 4 grupos.

total de casos correctamente predecidos no bajaran del 90% para ninguno de los métodos. La más significativa de tales funciones siempre estuvo correlacionada con las medidas de tendencia central, mientras que la función restante, de menor relevancia, se asoció a las medidas de dispersión.

Por todo esto se puede concluir que, en general, los tres métodos considerados proporcionaron algunos parámetros estadísticos, capaces de discriminar aceptablemente bien los grupos de muestras. En este sentido, la media y la desviación estándar resultaron ser las variables discriminantes más relevantes. A su vez, la asimetría y la curtosis tuvieron una participación menos significativa en las funciones discriminantes de los tres métodos.

Al comparar los tres métodos, surgen evidencias de que las medidas momento son más adecuadas para describir las características de una distribución de tamaño de granos al incluir en sus estimaciones al intervalo total de frecuencias más allá de que esto signifique un aumento tanto en la complejidad de los cálculos como en la cantidad de datos a utilizar.

Por su parte, los métodos gráficos no proporcionan más que una aproximación a las medidas momento, basada en valores percentiles extractados de la curva de frecuencias acumuladas.

En este sentido, de los dos métodos percentiles, el de Folk y Ward (1957) manifestó ser más eficaz que el de Inman (1952) en lo referente a la discriminación de los diversos grupos de muestras, logrando así una aproximación más precisa a los parámetros momento.

Evidentemente, esto está reflejando la diferencia de precisión que existe entre las dos técnicas gráficas debido a que, en la estimación de los diversos estadísticos, Folk y Ward utilizaron el 90 % de la curva de frecuencia acumulada mientras que Inman trabajó con sólo el 68 % de la misma.

Sin embargo, esta apreciable ventaja a favor de las medidas de Folk y Ward se vuelve relativa al momento de calcular medidas como la desviación estándar inclusiva y la asimetría inclusiva, puesto que la necesaria presencia del percentil 95 introduce alguna limitación en el uso de estas ecuaciones. Esto se hace particularmente evidente en sedimentos con altos contenidos de arcilla que impiden, en muchos casos, la extracción de este valor de la curva de frecuencia acumulada.

Por su parte, a pesar de una menor precisión, las ecuaciones de Inman permiten trabajar con una mayor variedad de sedimentos, utilizando una menor cantidad de datos. Probablemente éstas sean las principales razones por las cuales dichas medidas hayan sido utilizadas con mayor difusión en la mayoría de los análisis de rutina.

## Agradecimientos

Agradezco a Hetty Bertoldi de Pomar, a Edmundo Drago y a Edmundo Chaar por la revisión crítica del manuscrito y sus valiosos aportes, así como también, a

los árbitros de la Revista por sus acertadas sugerencias. También deseo expresar mi reconocimiento a Juan Armengol Bachero de la Universidad de Barcelona (España) por permitirme la utilización del *software* empleado en los análisis estadísticos.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Folk, R.L., 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-27.
- Friedman, G.M., 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 514-529.
- Friedman, G.M., 1962a. Comparison of moment measures for sieving and thin-section data in sedimentary petrological studies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32: 15-25.
- Friedman, G.M., 1962b. On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distributions of sandstones. *Journal of Geology*, 70: 737-756.
- Friedman, G.M., 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 327-354.
- Friedman, G.M., 1979a. Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particle among sands of various origins. *Sedimentology*, 26: 3-32.
- Friedman, G.M., 1979b. Differences in size distributions of populations of particle among sands of various origins: addendum to IAS Presidential Address. *Sedimentology*, 26: 859-862.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22: 125-145.
- Isphording, W.C., 1972. Analysis of variance applied to measures of central tendency and dispersion in sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42 (1): 107-121.
- Kleca, W.R., 1970. Discriminant analysis. En: *Statistical Package for the Social Sciences*, p. 434-467.
- Mason, C.C. y Folk, R.L., 1958. Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Islands, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28: 211-226.
- Mc Cammon, R.B., 1962. Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. *Journal of Geology*, 70: 453-465.
- Syvitski, J.P.M., (Ed), 1991. Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press, 368 p., Cambridge.
- Swan, D., Clague, J.J. y Luternauer, J.L., 1978. Grain size statistics I: Evaluation of the Folk and Ward graphic measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 863-878.
- Swan, D., Clague, J.J. y Luternauer, J.L., 1979. Grain size statistics II: Evaluation of grouped moment measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (2): 487-500.

**Recibido:** 7 de marzo, 1995

**Aceptado:** 8 de agosto, 1995

# Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia, Tierra del Fuego

Rogelio Daniel ACEVEDO

Centro Austral de Investigaciones Científicas, Av. Malvinas Argentinas s/n°, 9410 Ushuaia, Argentina

**ABSTRACT.** *Substitutive mechanisms and factors of evolution in amphiboles from Ushuaia Hornblendite, Tierra del Fuego.* Ultramafic bodies of hornblendiferous composition crop out at the southernmost part of Argentina, in Península de Ushuaia and Estancia Túnel. Typology of amphiboles belong to magnesian hastingsite, magnesian hastingsitic hornblende, magnesio-hornblende, pargasite, actinolitic hornblende, ferroan pargasite, magnesio-hastingsite, edenite and edenitic hornblende. The general formula calculated is:  $\text{Na}_{0.43}\text{K}_{0.26}(\text{Ca}_{1.85}\text{Na}_{0.15})(\text{Mg}_{5.35}\text{Fe}_{1.48}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}^{3+}_{0.60}\text{Al}^{\text{VI}}_{0.30}\text{Ti}_{0.22})\text{Si}_{6.13}\text{Al}_{1.87}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ . Edenitic, pargasitic, hornblenditic, hastingsitic and tschermakitic substitution types occurred. Amphiboles are igneous and comparable in their evolutive magmatic mechanisms. They had been crystallized under high  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  (enriched in Al during the constitution of the amphibole+sphene+epidote paragenesis). Pressure of nucleation would be in the order of 6,5 Kb based on geobarometers and P equilibrium epidote+melt. Thermometric indicators show variations among amphiboles from hornblendite-piroxenite (1260°), hornblendites and diorite (1060°). Considering Ti-tschermakite substitutions, 975° C are indicated by the amphiboles from hornblendite of Estancia Túnel. Oxygen fugacity conditions are higher in Península de Ushuaia (riched in #Mg and magnetite-bearing) than Estancia Túnel.

## Introducción

En el sector más austral de la Isla Grande de Tierra del Fuego aflora un conjunto de rocas melanocráticas a ultramáficas que son aquí agrupadas bajo la designación formacional de Hornblendita Ushuaia. En su constitución participan mayoritariamente hornblenditas, aunque también se han reconocido cuerpos de hornblendito-piroxenitas, dioritas, cuarzo-dioritas y hasta venas de composición sienítica (Acevedo *et al.* 1989; Acevedo 1990). Estas plutonitas desarrollan en península de Ushuaia y Estancia Túnel su máxima exposición conocida en territorio nacional ya que en Isla Navarino, Chile, frente a los afloramientos argentinos, se reconocen unidades litológicamente comparables como el Grupo Plutónico Canal Beagle (Hervé *et al.* 1984), de edad cretácica, representado por las plutonitas Santa Rosa (Suárez *et al.* 1982) y Castores (Suárez *et al.* 1985). La Hornblendita Ushuaia, que consiste en apariencia de una sucesión de intrusiones múltiples, se emplazó postectónicamente y pertenecería a la eruptividad del Batolito Andino (Quartino *et al.* 1988). La ubicación geográfica y magnitud expuesta de estos cuerpos ígneos puede apreciarse en Fig.1.

En este trabajo se estudia el quimismo de 34 anfíboles de la roca hornblendítica y en particular las sustituciones que hubieren acontecido en su estructura cristalina.

El tratamiento analítico de los anfíboles se efectuó mediante el uso de una microsonda electrónica en la Universidad de Oviedo (España) modelo CAMEBAX de CAMECA bajo las condiciones de trabajo siguientes: corriente de imagen de unos 10 nA, energía de activación de 15

Kv, tiempo de integración de 10 segundos, patrones propios del SMEUO y programa ZAF de corrección de datos.

## Geología y litología de la Hornblendita Ushuaia

Los cuerpos plutónicos cuyos anfíboles son aquí particularmente estudiados se encuentran emplazados en las sedimentitas regionalmente leptometamorfizadas de la Formación Yahgán (Kranck 1932) sobre las que se han formado aureolas metamórficas de contacto con desarrollo de hornfels de biotita y granate (Acevedo *et al.* 1989; Acevedo 1990).

Las plutonitas portadoras de los anfíboles en cuestión están representadas por un stock, varias apófisis y diques de hornblendita (hornblenda+clinopiroxeno+biotita+epidoto) con transiciones a hornblendopiroxenita, dioritas a dioritas-cuarzosas y texturas granosas a porfíricas.

El cuerpo mayor aflora a lo largo de 2,5 km sobre la costa norte del Canal Beagle, en la zona de Estancia Túnel, inmediatamente al este de la ciudad de Ushuaia. Su continuidad hacia el norte puede seguirse por unos 1.600 m hasta la Sierra de Sorondo a través del corte del arroyuelo que desemboca en el paraje conocido como "Lancha Packewaia". Se trata de una roca ultramelanocrática en afloramiento, de composición principalmente hornblendítica y textura granosa, que se encuentra atravesada por diques leucocráticos clasificables como sienitas (Acevedo *et al.* 1989).

En península de Ushuaia asoman otros cuerpos de



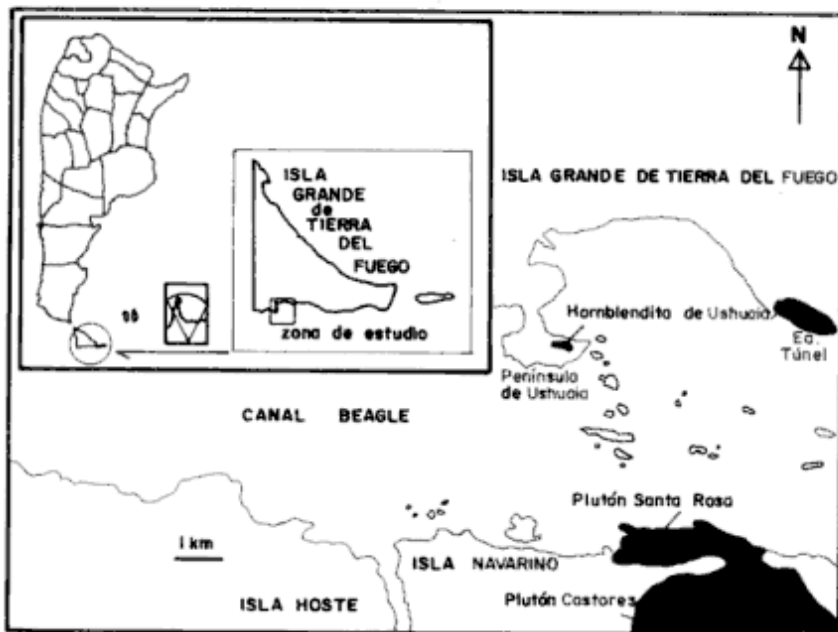


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos de rocas melanocráticas y ultramáficas.

menor superficie expuesta, con variadas composiciones y texturas pero siempre dentro del rango de maficidad señalado, los cuales son cortados por diques porfídicos de rocas ácidas (Acevedo 1990).

La hornblendita aflorante en el área de Estancia Túnel tiene una textura granosa gruesa y está compuesta por clinofibros (hasta 85% modal) y escaso clinopiroxeno (hasta 10% modal) como minerales esenciales y, ocasionalmente, biotita, epidoto primario y, más raramente aún, feldespatos alcalinos (principalmente albita); apatito (fluorapatito), esfena (grothita), allanita, magnetita, ilmenita, manganeso-ilmenita (pirofanita), ilmeneo-rutilo, rutilo, pirita, linneíta y calcopirita como minerales accesorios; y clorita, epidoto y calcita como minerales de alteración. También se encuentran, aunque en menor proporción, algunos anfíboles de crecimiento secundario (Acevedo 1992).

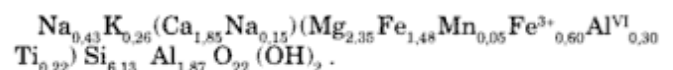
En península de Ushuaia se han reconocido pequeños cuerpos de hornblendita-piroxenita cuya composición mineralógica en términos generales es comparable a la del cuerpo mayor de Estancia Túnel y además domos intrusivos dioríticos con fenocristales de hornblenda y de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y, aunque escasos, de feldespato potásico, en una pasta leucocrática de cuarzo y feldespato.

En general, los cristales de hornblenda de la hornblendita son composicionalmente inhomogéneos ya que suele hallarse un efecto de patchy zoning que se refleja ópticamente en la variabilidad en un mismo individuo de los colores de pleocroísmo.

### Los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia

De acuerdo con la clasificación de anfíboles propuesta por Leake (1978) los minerales aquí analizados pertene-

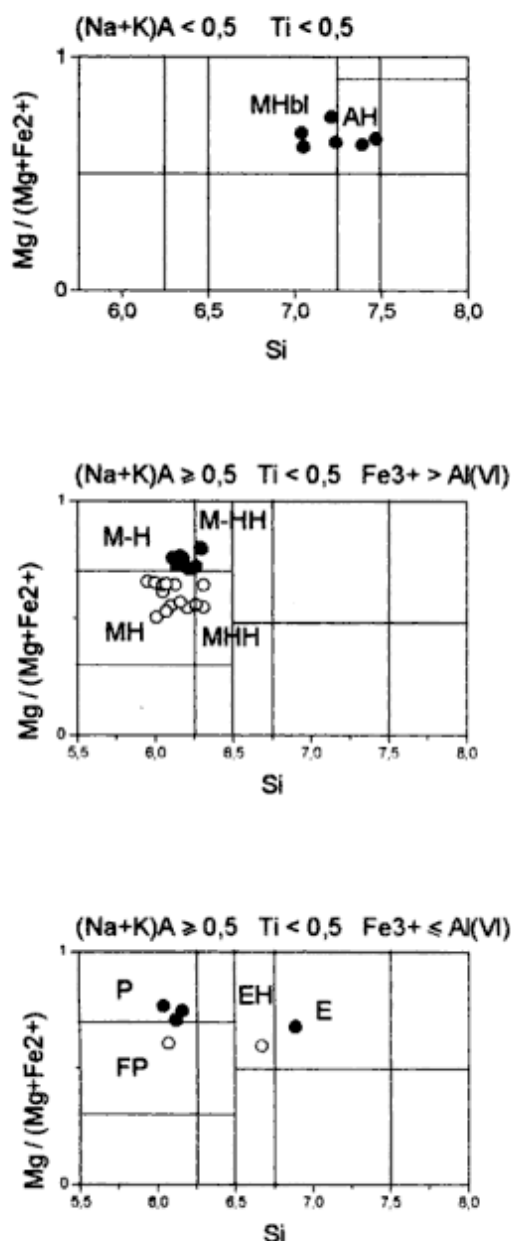
cen todos al grupo de los anfíboles cálcicos y, en particular, a la familia de las hornblendas (Tabla 1). Dentro de éstas se ubican alternativamente en los campos de la hastingsita magnésica, hornblenda hastingsítico-magnésica, hornblenda magnesio-hastingsítica, magnesio-hornblenda, pargasita, hornblenda actinolítica, ferro-pargasita, magnesio-hastingsita, edenita y hornblenda edenítica (Fig.2). Entre ellas, el conjunto que cuenta con mayor representatividad es el de las hastingsitas (hornblenda s.l.), cuya fórmula estructural, siguiendo a Leake y Hey (1979) se ha calculado sobre la base de 13 cationes, excluyendo Ca, Na y K y luego ajustando la relación  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  con 23 oxígenos. La fórmula así obtenida, dentro de la fórmula general estándar de los anfíboles  $A_{0.1} B_2 C_5 T_8 O_{22} (OH,F,Cl)_2$ , es:



En el gráfico de Fig.3, donde se compara la cantidad de Al total frente al Al en posiciones tetraédricas, se aprecia un gap composicional entre un grupo muy aluminoso diferenciado del resto, característica sobre la que se volverá más adelante.

Estos anfíboles son todos monoclinicos de acuerdo con sus parámetros químico-estructurales  $(Na+Ca)_B > 1,34$  y  $Na_B < 0,67$ . Excepto en la pargasita, que es un anfíbol enriquecido en Al, el cociente  $Fe^{3+}/Al^{VI}$  es alto, llegando a valores muy altos hacia la hornblenda edenítica. Los tenores de Si así como la relación  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  no difieren mayormente, a excepción de península de Ushuaia, donde el contenido medio de #Mg es siempre mayor. Siguiendo a Leake (1971), y sobre la base de sus contenidos en #Si y #Ca, los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia son de origen magmático (Acevedo 1992), apreciación que concuerda con la valoración de los contenidos





**Figura 2:** Cuadros de clasificación para anfíboles de Leake (1978). Referencias: MH: hastingsita magnésica, MHH: hornblenda hastingsítico-magnésica, M-H: magnesio-hastingsita, M-HH: hornblenda magnesio-hastingsítica, MHbl: magnesio-hornblenda, AH: hornblenda actinolítica, E: edenita, P: pargasita, FP: ferropargasita, EH: hornblenda edenítica. o: muestras de Estancia Túnel; ●: muestras de Península de Ushuaia.

en álcalis volcados en el diagrama de Czamanske y Wones (1973) de Fig.4, a excepción de un grupo menor de probable origen metamórfico (hornblendas actinolíticas y magnesio-hornblendas).

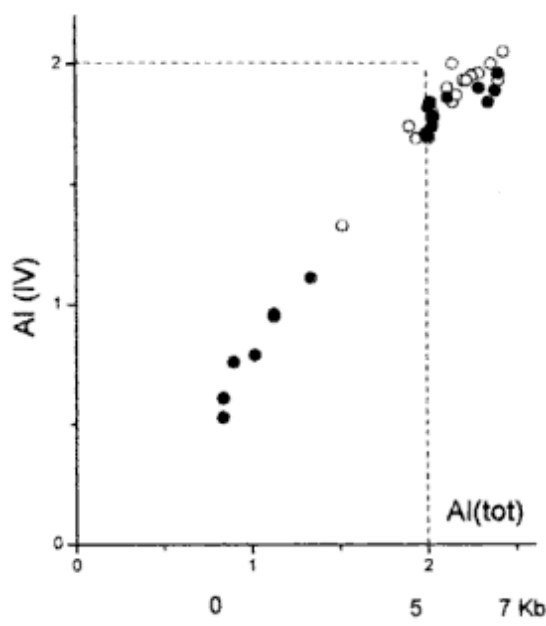
Los clinofanfíboles estudiados se encuentran ocasionalmente asociados (en las hornblendito-piroxenitas) a una fase de clinopiroxenos (Fig.5). Esta facies composicional contiene también apatita, magnetita cromífera y ulvoespinelo como minerales accesorios, existiendo además una paragénesis intersticial de clinofanfíbol

(hornblenda actinolítica+magnesio-hornblenda+edenita)+epidoto+albita.

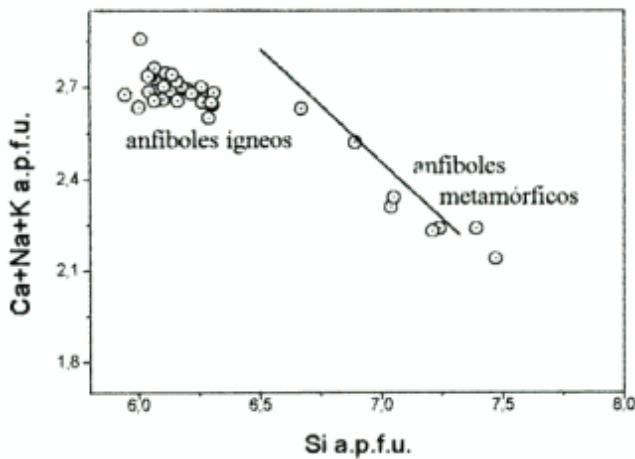
### Las sustituciones

Las variaciones en la composición de los anfíboles, soslayando los factores que las produzcan, pueden expresarse mediante las sustituciones entre dos fórmulas composicionales extremas. El estudio de tales sustituciones permite conocer la historia evolutiva de dichos anfíboles y transitivamente de la roca que los contiene. Además, cualquier especulación termobarométrica cuantitativa basada en los anfíboles debe tener siempre en cuenta las sustituciones que han acontecido (Cosca *et al.* 1991).

En el caso que nos ocupa, el diagrama  $(Na+K)_A$  frente a  $Al^{IV}$  de la Fig.6a muestra una buena correlación lineal con pendiente 1:3. Ello significa que la sustitución edenítica, expresada por la fórmula  $Na,K + Al \leftrightarrow \square Si$ , ha participado en la construcción de los anfíboles analizados. Una sustitución de este tipo estaría fuertemente controlada por la temperatura (Helz 1973; Jenkins 1983) y sería propia de rocas poco evolucionadas (Galán 1984). Algunos valores caen por encima de la línea de pendiente 1:3, revelando un exceso de  $Al^{IV}$  con respecto a Na y K en la posición A, lo que sugiere que habrían participado otras sustituciones en las que el  $Al^{IV}$  hubo reemplazado al Si en posiciones tetraédricas. De allí que, para apreciar con precisión la proporción de ocupación de huecos A debida a la sustitución edenítica se debe descontar el



**Figura 3:** Distribución de los dos grupos de hornblendas en el diagrama de Hammarstrom y Zen (1986) donde se aprecia el *gap* composicional.



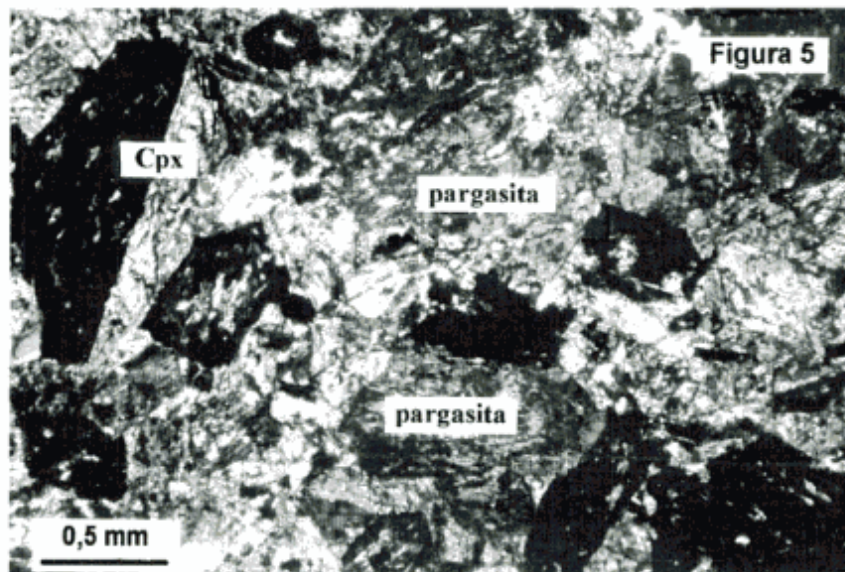
**Figura 4:** Ubicación de las muestras estudiadas en el diagrama de Czamanske y Wones (1973) que indicaría un origen magmático para los clinanfíboles de la Hornblendita Ushuaia, sobre la base del contenido en Si frente a la suma de Ca+Na+K (en átomos por fórmula unidad), quedando un grupo menor en el límite con el campo de los anfíboles metamórficos. (Los anfíboles están sin diferenciar).

efecto de la sustitución de tipo richterita, o sea  $\square_{(A)} + Ca \rightarrow Na_{(A)} + B$ . Esto se ve en el diagrama sum A -  $Na_{(B)}$  vs.  $Al^{IV}$  de la Fig.6b, el cual sigue mostrando una correlación positiva que, aunque discreta, confirma la sustitución de tipo edenita (Czamanske *et al.* 1981) para los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia.

Es altamente probable también la participación de varias sustituciones acopladas que impliquen  $Al^{IV}$ , como lo indica el exceso de  $Al^{IV}$  en relación a la sum A y lo confirman los diagramas  $Al^{VI}$  vs.  $Al^{IV}$  (Fig.6c) y sum A +  $Al^{VI}$  vs.  $Al^{IV}$  (Fig.6d) las cuales sugieren asimismo sustituciones tipo pargasita para estos anfíboles, con excepción de las hornblendas actinolíticas y algunas hornblendas magnéticas.

El diagrama sum A +  $(Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$  vs.  $Al^{IV}$  muestra una correlación exacta 1:1 (Fig.6e), lo que significa que la entrada de Al en posiciones tetraédricas está vinculada a una sustitución que resulta de la combinación de las sustituciones tipo hornblenda, hastingsita, pargasita, edenita y tschermakita; esto es que la sustitución de  $Al^{IV}$  por Si en T es compensada por la sustitución de  $Al^{VI}$ ,  $Fe^{3+}$  y Ti en posiciones octaédricas y la ocupación parcial de A por Na y K (Pe-Piper 1988). La confirmación de una sustitución tipo Ti-tschermakita ( $Ti + 2Al \leftrightarrow Mg + 2Si$ ) está dada por el diagrama de Czamanske y Wones (1973) de Fig.6f donde se aprecia una correlación positiva (salvo dos individuos de hastingsita magnética en península de Ushuaia que, al ser portadores de Ti en exceso, se apartan de la más o menos regular pendiente de correlación.) lo cual permitiría inferir, siguiendo a Helz (1973, 1982), que tales anfíboles no habrían superado el umbral de  $970^{\circ} C$ .

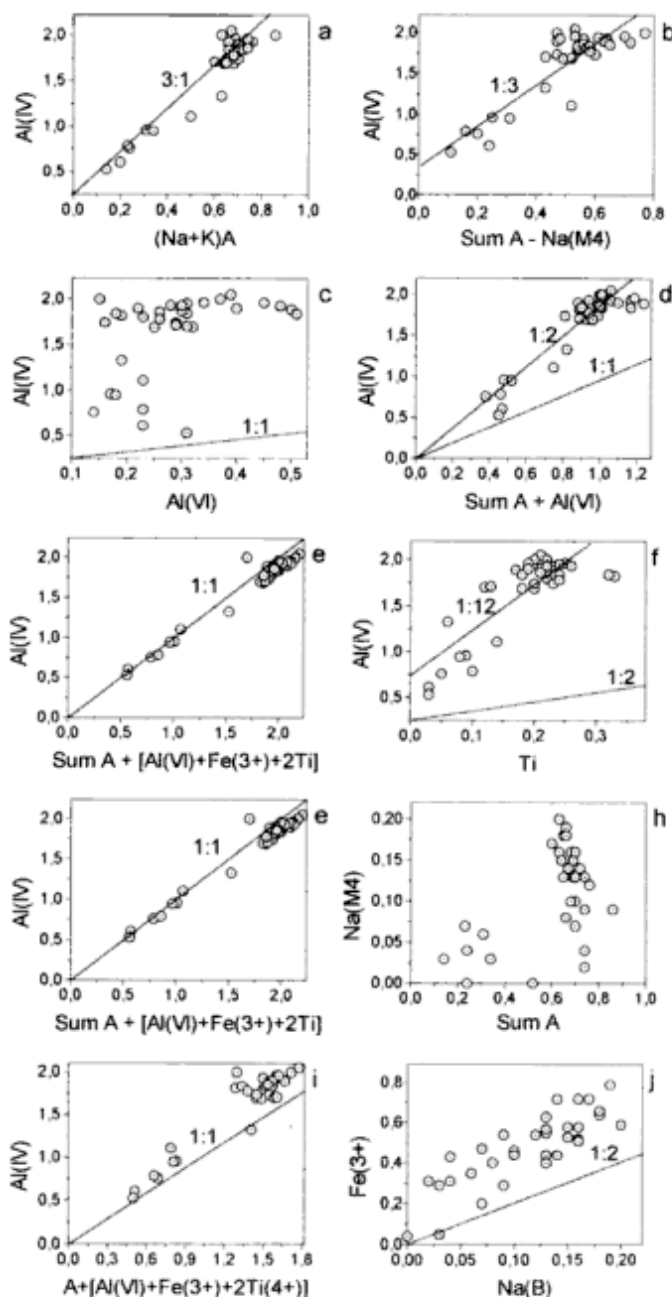
En el diagrama  $Al^{VI}+Fe^{3+}$  frente a  $Na_{(M4)}$  (Fig.6g) se observan puntos dispersos que muestran una mala correlación. En el diagrama sum A vs.  $Na_{(M4)}$  (Fig.6h), la correlación para los anfíboles primarios (a la derecha) es negativa. Ambos gráficos indican que son irrelevantes las sustituciones tipo riebeckita, glaucofano o richterita. Sin embargo, Robinson *et al.* (1971) señalan que si en una hornblenda predominan las sustituciones edenítica y tschermakítica (y pargasítica) debe cumplirse entonces la igualdad  $Al^{IV} = A + (Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti^{4+})$ . En el diagrama  $A + (Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti^{4+})$  frente a  $Al^{IV}$  de Fig.6i se observa que hay todavía un exceso de  $Al^{IV}$ , por lo que debería haber acontecido algún otro tipo de sustitución complementaria. El diagrama  $Na_{(B)}$  vs.  $Fe^{3+}$  (Fig.6j) permitiría vislumbrar la posibilidad de una ligera sustitución tipo riebeckita. Esto explicaría, por otra parte, los colores azulados de algunos anfíboles del cuerpo de hornblendita de Estancia Túnel que revelarían cierta afinidad alcalina (Acevedo *et al.* 1989).



**Figura 5:** Fotomicrografía de la hornblendito-piroxenita (muestra U31 de península de Ushuaia).



la observación ya descrita de los anfíboles debe sumarse complementariamente la que ocurre con la esfena, mineral que (junto con epidoto magmático) forma parte de la paragénesis primaria de la Hornblendita Ushuaia en su variedad grothita (rica en Al y  $\text{Fe}^{3+}$ ) donde hay un evidente reemplazo de Ti por Al y  $\text{Fe}^{3+}$  (Tabla 2). No se han detectado puntualmente (sí en el área de los afloramientos) ni biotita ni ilmenita, minerales que compiten con la esfena por el Ti, el Fe y el Mg.



**Figura 6:** Diagramas de sustituciones. a:  $(\text{Na}+\text{K})_A$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ; b:  $\text{sum A} - \text{Na}_{(\text{M}4)}$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ; c:  $\text{Al}^{\text{VI}}$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ; d:  $\text{sum A} + \text{Al}^{\text{VI}}$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ; e:  $\text{sum A} + (\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ ; f: Diagrama de Czamanske y Wones (1973); g:  $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}$  frente a  $\text{Na}_{(\text{M}4)}$ ; h:  $\text{sum A}$  frente a  $\text{Na}_{(\text{M}4)}$ ; i:  $\text{A} + (\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}^{4+})$  frente a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ .

**Tabla 2:** Análisis químicos de la esfena.

	ET1		ET2	
	124	126	62	63
SiO <sub>2</sub>	31	32,81	30	29,92
TiO <sub>2</sub>	31,04	25,68	37,88	37,08
CaO	27,91	26,24	26,75	26,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,52	7,83	0,91	0,92
FeO	2,72	3,86	1,01	1,06
Total	96,19	96,42	96,54	95,94

#Si+4	4,22	4,39	4,05	4,07
#Ti+4	3,17	2,58	3,85	3,79
#Ca+2	4,07	3,76	3,87	3,93
#Al+3	0,56	1,23	0,14	0,15
#Fe+2	0,31	0,43	0,11	0,12
Sum cat	12,33	12,41	12,03	12,06
Sum O	20	20	20	20

Fuente: microsonda electrónica.  
(sin datos de Tierras Raras y H<sub>2</sub>O)  
Fórmula estructural normalizada a 20 O.

### Factores determinantes en la evolución de los anfíboles

Haciendo abstracción de valores absolutos, es posible especular sobre las condiciones de formación de los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia siguiendo los parámetros recopilados por Hammarstrom y Zen (1986) respecto a las influencias que ejercen la temperatura, la presión, la fugacidad de oxígeno y la composición del magma sobre la evolución composicional de los anfíboles.

Respecto de la temperatura, su aumento estaría directamente relacionado con los contenidos en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (Stephenson 1977; Helz 1982), Ti (Binns 1965; Czamanske y Wones 1973; Helz 1973; Raase 1974; Stephenson 1977; Spear 1981), valor de Mg (Czamanske y Wones 1973; Helz 1982), y suma de cationes en la posición A (Helz 1982). En el gráfico de Fig.7a se pueden cotejar los valores comparativos de los parámetros mencionados. No se aprecian allí mayores variaciones entre los anfíboles estudiados aunque sí las hay, como es obvio, entre anfíboles primarios y secundarios, excepto por una tenue suba en los índices de Ti desde Península de Ushuaia hacia Estancia Túnel. Por otra parte, y como se indicó más arriba (Helz 1982), la relación Mg/Fe debería aumentar con la temperatura. Esto pareciera ser así en el caso aquí presentado, observación ya referida en la literatura (Cuesta Fernández 1991), donde los anfíboles de Península de Ushuaia tienen un  $^*\text{Mg}$  mayor que los de Estancia Túnel. Ello podría deberse, según la misma autora, a reacciones sólido-sólido entre el anfíbol y los minerales asociados de Fe, Mg y Ti. En el terreno de la geotermometría, de acuerdo a la ecuación de Helz (1979):  $K_D = \frac{[X_K/X_{Na}]_{\text{hb}}}{[X_{Na}/X_K]_{\text{melt}}}$  (siendo  $X_K$  y  $X_{Na}$  las fracciones molares de  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  en el anfíbol y el líquido



magmático) basada en el intercambio de álcalis entre los anfíboles cálcicos (hornblenda s.l.) y el fundido, pueden obtenerse algunos valores de T (°K) mediante la fórmula  $\ln K_D = (-4258/T) + 3,25$  para lo que se remite al lector a la Tabla 3. En ella se advierte que, como era de esperar, las temperaturas más altas residen en los anfíboles de la hornblendito-piroxenita (1260° C), pasando luego a la hornblendita (1125° C), para llegar finalmente a la diorita (1060° C). Se ha obtenido asimismo una temperatura de 975° C (media para cinco anfíboles en una hornblendita de Estancia Túnel). Estos valores, más bajos, se encuentran empero más cercanos a los resultados experimentales de Holloway (1973).

Referente a la presión, los contenidos en Al<sup>VI</sup> y Al total serían proporcionales al valor de la misma (Thompson 1947; Leake 1971; y Spear 1981, respectivamente). El cuadro de Fig.7b muestra otra vez poca variación entre los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia en sus dos localidades tipo para el Al<sup>VI</sup> y sólo se distinguen en lo que hace al Al total, donde se aprecia una sutil diferencia a favor de los anfíboles de Estancia Túnel, amén de las lógicas caídas para los anfíboles secundarios. Los cálculos geobarométricos basados en el contenido en Al total del anfíbol, de acuerdo a las ecuaciones:

$P(\pm 3Kb) = -3,92 + 5,03 \text{ Al total}$  (Hammarstrom y Zen 1986) -véase barra barométrica de Fig.3- (1),

$P(\pm 1Kb) = -4,76 + 5,64 \text{ Al total}$  (Hollister *et al.* 1987) (2),

$P(\pm 0,5Kb) = -3,46 + 4,23 \text{ Al total}$  (Johnson y Rutherford 1989)(3),

$P(\pm 0,6Kb) = -3,01 + 4,76 \text{ Al total}$  (Schmidt 1992) (4),

indican que los anfíboles (primarios) de la Hornblendita Ushuaia corresponderían a una presión media aproximada entre 7(±3), 7,5(±1), 5,7(±0,5) y 7,3(±0,6) Kb según las fórmulas (1), (2), (3) y (4) respectivamente, con valores levemente superiores para Estancia Túnel y algo menores para península de Ushuaia.

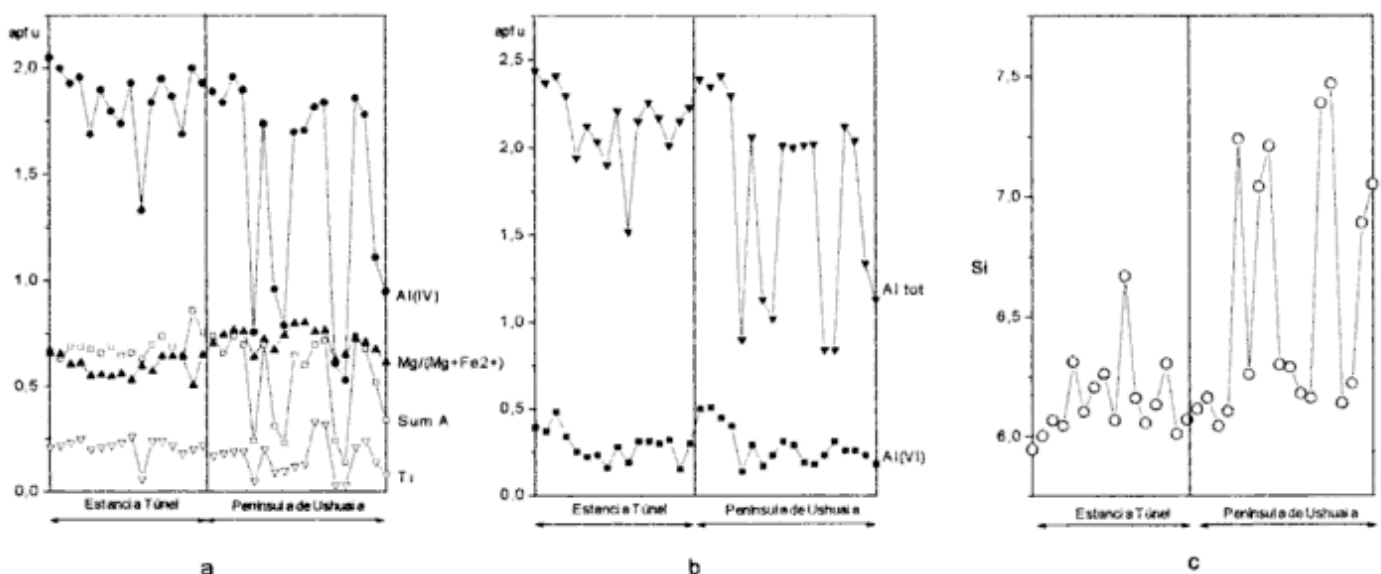
Para el caso de la fugacidad de oxígeno habría dos factores condicionantes, uno de ellos, el \*Mg, que aumentaría proporcionalmente a la  $fO_2$  (Helz 1982) y el otro, el #Ti, que disminuiría (Raase 1974). Dicha tendencia puede seguirse en Fig.8 donde se aprecia nuevamente una suave declinación de la pendiente del Ti (e inversamente para el \*Mg) hacia los análisis de península de Ushuaia, por lo que la  $fO_2$  habría sido levemente mayor. Se podría especular entonces con la evolución a dioritas porque la presencia de plagioclasa se conecta también con esta mayor fugacidad de oxígeno. Pero la evolución del Fe y el Ti en los anfíboles también está condicionada por la asociación mineral en la que se encuentren (Helz 1982), esto es, en el caso presente, esfena, biotita -no en las muestras analizadas aquí pero sí en el área (Acevedo *et al.* 1989)- y óxidos de Fe y Ti, con los que compite el anfíbol para los tres cationes considerados: Fe, Mg y Ti.

En los respectivos contenidos en Si de los anfíboles para las rocas ultramáficas de Estancia Túnel y península de Ushuaia pueden encontrarse notables diferencias (Fig.7c). Habida cuenta de que en las rocas más diferenciadas ese valor será mayor ya que el Si es un catión muy sensible a los cambios de composición de la roca total, puede inferirse que las plutonitas de la península son las más evolucionadas del conjunto ultramáfico.

**Conclusiones**

Los anfíboles de los distintos cuerpos que componen la Hornblendita Ushuaia son comparables entre sí en sus mecanismos evolutivos magmáticos.

La tipología de los anfíboles analizados corresponde principalmente a hastingsita magnésica, hornblenda



**Figura 7:** Diagramas de variaciones atómicas comparativas para las muestras de Estancia Túnel y península de Ushuaia. a: de Al<sup>IV</sup>, \*Mg; sum A y Ti; b: de Al<sub>tot</sub> y Al<sup>VI</sup>; c: de Si.

Tabla 3: Geotermometría de los anfíboles.

	ESTANCIA TÚNEL				PENINSULA DE USHUAIA			
	ET1 (hornblendita)		U23 (hornblendita)		U31(diorita)		U30 (hbl-piroxenita)	
	Roca	hbl	Roca	hbl	Roca	hbl	Roca	hbl
Na %mol	0,0113	0,0321	0,0207	0,0341	0,0315	0,0312	0,0318	0,0358
K %mol	0,0055	0,0133	0,0071	0,0143	0,0102	0,0107	0,0055	0,0099
T (°C)	975		1125		1060		1260	

hastingsítico-magnésica, pargasita, ferropargasita, magnesio-hastingsita y hornblenda edenítica.

Las sustituciones principales acontecidas han sido de tipo edenita, pargasita, hornblenda, hastingsita y tschermakita.

Sus bajos contenidos en #Si (frente a los de #Ca+#Na+#K) los catalogan como mayoritariamente primarios.

Se ha calculado una temperatura de formación de los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia que varía entre 1260° C en península de Ushuaia a 975° C en Estancia Túnel. Los indicadores geotermométricos que toman en cuenta el intercambio de álcalis entre el anfíbol y el fundido muestran una variación de unos 200° C entre los anfíboles de la hornblendito-piroxenita (1260° C) y la diorita (1060° C). Si se involucra además la importancia de la sustitución tipo  $Ti + 2Al \leftrightarrow Mg + 2Si$ , la temperatura de formación del anfíbol en la hornblendita sería de 975° C para Estancia Túnel.

Al ser las hornblenditas rocas consolidadas a altas  $P_{H_2O}$ , su alto contenido en Al durante la constitución de la paragénesis anfíbol+esfena+epidoto es también indicador de alta presión. El valor de P más apropiado para estos anfíboles estaría en el orden de 6,5 Kb, afin a los tres geobarómetros empleados y acorde con la presión de equilibrio entre el epidoto y el fundido (Zen y Hammarstrom 1988).

Las líneas de conjugación de pendiente constante entre clinopiroxenos y anfíboles mostrarían un equilibrio entre las fases sin modificaciones composicionales en el sistema durante la posible reacción  $Cpx + líq \rightarrow Anf$ . Los parches pleocroicos, que reflejan un cambio composicional de afinidades alcalinas, marcarían la inexistencia de procesos de re-equilibrio post-cristalización, quedando empero la posibilidad de una reacción sólido-sólido entre el anfíbol y los minerales asociados de Mg, Fe y Ti.

Los tenores relativamente altos de alúmina indicarían al menos una posibilidad de contaminación cortical del fundido con el encajante pelítico. El alto contenido en #Mg (sobre todo en la pargasita) y una fase asociada de magnetita sugieren asimismo fugacidades de oxígeno relativamente altas, mayores hacia la península de Ushuaia, donde los anfíboles son más ricos en Si y se encontrarían las plutonitas más evolucionadas del conjunto intrusivo.

## Agradecimientos

A Bernabé J. Quartino, quien encomendó y dirigió los estudios de las plutonitas ultramáficas de Estancia Túnel. A Gabriel Quartino y a Claudio Coto, con quienes se iniciaron tales estudios, como así también al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, donde se llevaron a cabo. A las autoridades y colegas de la Universidad de Oviedo, y muy especialmente a Guillermo Corretgé Castañón, por la cesión gratuita del equipo de microsonda electrónica con el que se realizaron los análisis de anfíboles. Y finalmente, pero no por ello menos destacado, a Mónica López de Luchi, quien actuó como eficaz árbitro del manuscrito, efectuando sugerencias y comentarios que han sido acogidos en beneficio de la claridad en la exposición del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R.D., 1990. Destape de cuerpos plutónicos ocultos en Península de Ushuaia, Tierra del Fuego. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 153-156. San Juan.
- Acevedo, R. D., 1992. Los anfíboles cálcicos como indicadores del origen magmático intrusivo de las rocas melanocráticas del Batolito Andino en Tierra del Fuego. Actas 8° Congreso Latinoamericano de Geología, 4:163-167. Salamanca.
- Acevedo, R. D.; Quartino, G. P. y Coto, C. D., 1989. La intrusión ultramáfica de Estancia Túnel y el significado de la presencia de biotita y granate en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Acta Geológica Lilloana 17(1): 21-36. San Miguel del Tucumán.
- Afifi, A. M. y Essene, E. J., 1988. MINFILE: A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. American Mineralogist, 73: 446-448.
- Binns, R. A., 1965. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales. Part 1: Hornblendes. Mineralogical Magazine, 35: 306-326.
- Cosca, M. A.; Essene, E. J. y Bowman, J. R., 1991. Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated  $H_2O$  activities, and thermobarometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108: 472-484.
- Cuesta Fernández, A., 1991. Petrología granítica del Plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). O Castro: Laboratorio Xeológico de Laxe. Area de Xeología e Minería do Seminario de Estudos Galegos. 417 p. A Coruña.

- Czamanske, G. K.; Ishiara, S. y Atkin, S. A., 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleogene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10431-10469.
- Czamanske, G. K. y Wones, D. R., 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: Part 2, The mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14(3): 349-380.
- Galán, G., 1984. Las rocas graníticas del macizo de Vivero en el sector norte (Lugo, Galicia, España). Tesis doctoral, Universidad de Oviedo. 351 p. (Inédita).
- Hammarstrom, J. M. y Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Helz, R. T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at  $\text{PH}_2\text{O}$ -5Kb as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14(2): 249-302.
- Helz, R. T., 1979. Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature-sensitive reaction. *American Mineralogist*, 64: 953-965.
- Helz, R. T., 1982. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks (RTH). En: Veblen, D. R. y Ribbe, P. H. (Eds.): *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*, Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America, 13: 279-353.
- Hervé, M.; Suárez, M. y Puig, A., 1984. The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile; timing and tectonic implications. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 909-917.
- Hollister, L. S.; Grissom, G. C.; Peters, E. K.; Stowell, H. H. y Sisson, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Holloway, J. R., 1973. The system pargasite- $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{CO}_2$ : a model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid. I. Experimental results to 8 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 651-666.
- Jenkins, P. M. 1983. Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83: 375-384.
- Johnson, M. C. y Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigations in the cordillera of Tierra del Fuego, *Acta Geographica*, (4): 1.
- Leake, B. E., 1971. On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical Magazine*, 38: 389-407.
- Leake, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023-1052.
- Leake, B. E. y Hey, M. H., 1979. Addendum to the nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 42: 561-563.
- Pe-Piper, G., 1988. Calcic amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada. *American Mineralogist*, 73: 993-1006.
- Quartino, B. J.; Acevedo, R. D. y Scalabrini Ortiz, J., 1988. Rocas eruptivas vulcanógenas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina* 44(3-4): 328-335.
- Raase, P., 1974. Al and Ti contents in hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45: 231-236.
- Richard, L. R. y Clarke, D. B., 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. *American Mineralogist*, 75: 421-423.
- Robinson, P.; Ross, M. y Jaffe, H. W., 1971. Composition of the anthophyllite-gedrite solvus. *American Mineralogist*, 56: 1005-1041.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Spear, F. S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole. *American Journal of Science*, 281: 697-734.
- Stephenson, N. C., 1977. Coexisting hornblendes and biotites from precambrian gneisses of western Australia. *Lithos*, 10: 9-27.
- Suárez, M.; Hervé, M. y Puig, A., 1982. El Complejo Plutónico Santa Rosa, Isla Navarino; emplazamiento sintectónico (y/o diapírico). *Actas 3º Congreso Geológico Chileno*, 3: 197-202.
- Suárez, M.; Hervé, M. y Puig, A., 1985. Plutonismo diapírico del Cretácico en Isla Navarino. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 3(4): 549-563.
- Thompson, J. B., 1947. Role of aluminium in the rock-forming silicates (abs.). *Geological Society of America Bulletin*, 58: 1232.
- Zen, E. y Hammarstrom, J. M., 1988. Plumbing the depths of plutons by magmatic epidote-hornblende association: A cautionary review and example from Round Valley Pluton, western Idaho. *Geological Society of America Abstract with Programs*, 20: 475-476.

**Recibido:** 16 de diciembre, 1994

**Aceptado:** 8 de febrero, 1996

# Alteración ácido-sulfática en el campo geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén

Graciela R. MAS<sup>1</sup>, Luis C. MAS<sup>2</sup> y Leandro BENGOCHEA<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Ente Provincial de Energía del Neuquén. Rioja 385. 8300 Neuquén, Argentina.

**ABSTRACT.** Acid sulphate alteration in the Copahue geothermal field, Neuquén Province, Argentina. In the area of the Copahue geothermal field, there are five active geothermal manifestations, which consist mainly of fumaroles, hot springs and mud pools. Four of these manifestations are located in Argentina (Las Máquinas, Termas de Copahue, Las Maquinillas and Anfiteatro), and the fifth in Chile (Chancho Co). All of them cause a strong acid sulphate alteration of country rock, characterized by the assemblage alunite + kaolinite + quartz + cristobalite + pyrite + sulphur; these result from base leaching by fluids concentrated in H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, formed by atmospheric oxidation in a steam heated environment of H<sub>2</sub>S released at the water table by deeper boiling fluids. Another alteration zone in this area, called COP-2, shows characteristics of neutral to alkaline alteration represented by siliceous sinter.

## Introducción

El objeto de este trabajo es el estudio de las características mineralógicas de las áreas de alteración hidrotermal que rodean a las manifestaciones geotérmicas activas del campo geotérmico Copahue, con el fin de establecer el tipo de alteración presente y el grado de la misma en las distintas áreas.

El campo geotérmico Copahue está ubicado en el sector centro oeste de la Provincia de Neuquén, aproximadamente a los 37°30' de latitud sur y 71°10' de longitud oeste, en una zona limítrofe con la República de Chile. Se encuentra a 70 km al noroeste de la localidad de Loncopué y a 200 km de la ciudad de Zapala. Se accede por la Ruta Provincial N° 231 (Fig. 1).

Consiste en un complejo volcánico de edad terciaria -cuaternaria, formado por una gran caldera de aproximadamente 15 por 20 km, que se habría originado a partir de un estrato volcán de grandes dimensiones. En dicha caldera evolucionaron varios centros efusivos asociados a estructuras mayores de la caldera original, algunos de los cuales según Pesce (1987) derivaron en la formación de cráteres de explosión, por cambios en su dinamismo. Estos sistemas estructurales han tenido gran importancia en la formación y diseño del campo geotérmico.

Las rocas son predominantemente volcánicas, andesitas básicas de composición calcoalcalina, aunque también se observa la presencia de un par de cuerpos shoshoníticos en la periferia de la caldera. La composición de estos dos tipos de rocas ha influido, entre otros factores, en la mineralogía secundaria resultante, en la que predominan los minerales de calcio y potasio.

Un rasgo geomorfológico característico del campo es la presencia de cubetas o bateas, producto de la erosión diferencial de zonas alteradas hidrotermalmente. Estas

zonas constituyen las manifestaciones activas denominadas Termas de Copahue, Las Máquinas, Las Maquinillas y Anfiteatro, en la Argentina (Fig. 1, detalle), y Chancho Co en Chile. Consisten principalmente de fumarolas, manantiales calientes y conos de barro. Todas ellas se encuentran sobre el horst ubicado al noreste del volcán Copahue y el área completa comprende aproximadamente 20 km<sup>2</sup> (Mas 1993).

Existe en este campo geotérmico otra área intensamente alterada, ubicada a 300 m al ONO del pozo geotérmico COP-2, que si bien en la actualidad no presenta manifestaciones activas, evidencia rasgos de alteración y asociaciones mineralógicas que indican que ha habido actividad geotérmica en un pasado cercano.

Estas manifestaciones geotermales se caracterizan por su forma de depresiones en herradura y constituyen, en general, zonas de alteración ácida.

El emplazamiento de las manifestaciones geotermales activas en el campo Copahue se encuentra estrechamente vinculado con las estructuras de fallamiento del área (Latinoconsult 1981; Pesce 1987; JICA-EPEN 1992; Mas 1993). En las áreas activas se pueden observar numerosas fracturas, predominando las que presentan dirección N55°E y ONO-ESE. Por otra parte, no existen manifestaciones termales donde no se presentan dichas estructuras, lo que confirma la relación entre las manifestaciones geotermales y las zonas de fracturas.

Uno de los rasgos tectónicos característicos del área es un sistema de horsts y grabens delimitados por algunas de las fallas mencionadas arriba (Latinoconsult 1981).

Uno de ellos es el horst de Termas de Copahue, limitado al norte y noroeste por los bordes del cráter y al sur por una falla radial ubicada entre las lagunas Las Mellizas, al norte del lago Agrio, que lo separa del graben de Paso Copahue-Lago Agrio.

En el horst de Termas de Copahue existe un sistema de fracturas subparalelas de rumbo N55°E distribuidas en la parte central del mismo, predominantemente en el sector norte y oeste de Las Máquinas. Estas fallas habrían actuado como pasajes a los fluidos geotermales en las manifestaciones termales de Copahue, Anfiteatro, Las Maquinitas, y parcialmente en Las Máquinas.

Una evidencia de la asociación de la estructura de rumbo N55°E con las manifestaciones termales es la alineación de las pequeñas cuencas de erosión formadas en esas áreas a partir de la alteración hidrotermal.

Otro conjunto de fallas, menos frecuente pero de mayor escala, tiene rumbo ONO-ESE; y se extienden desde Chanco Co en Chile, pasando por Paso Copahue, hasta el lago Agrijo. Una de estas fallas se puede observar al norte de la laguna Las Mellizas en su cuenca inferior, entre los pozos COP-1 y COP-2. Este sistema de fallas estaría relacionado con las manifestaciones termales de Las Máquinas y Chanco Co, y con el área de alteración cercana a COP-2 (JICA-EPEN 1992).

Un tercer grupo de fallas se observa al noreste de Las Máquinas, a lo largo del Arroyo Blanco. Son fallas inversas de rumbo N30-40°O que habrían actuado como barrera impermeable cerrando el flujo de las soluciones hidrotermales, ya que no se observan manifestaciones geotérmicas ni zonas de alteración al este de las mismas (JICA-EPEN 1992).

La asociación de estos sistemas de fallas con las manifestaciones termales superficiales y con la presencia de fluido geotérmico en el subsuelo quedó evidenciada

asimismo durante el desarrollo de los pozos exploratorios COP-1, COP-2 y COP-3 (JICA-EPEN 1992; Mas 1993; Mas *et al.* 1993).

Por otra parte, Mas (1993), partiendo del análisis comparativo entre la distribución del flujo de calor y el esquema tectónico del área, propone la existencia una fuerte relación directa entre las zonas de mayor flujo de calor y las principales zonas de fallamiento en el área del campo geotérmico.

## Resultados

La alteración hidrotermal que se presenta en la superficie de los campos geotérmicos como Copahue puede ser utilizada para la interpretación de los mismos, ya que la extensión e identidad de la alteración permiten definir el tamaño del campo y deducir su historia térmica.

Se estudiaron en el campo Copahue cuatro zonas de manifestaciones geotermales activas: Termas de Copahue, Las Máquinas, Las Maquinitas y Anfiteatro, y una zona actualmente inactiva próxima al pozo exploratorio COP-2.

Las muestras obtenidas en los muestreos de campo fueron analizadas por distintos métodos, incluyendo análisis por difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido, microscopía óptica, etc., con el fin de determinar su mineralogía, relaciones paragenéticas y asociaciones mineralógicas.

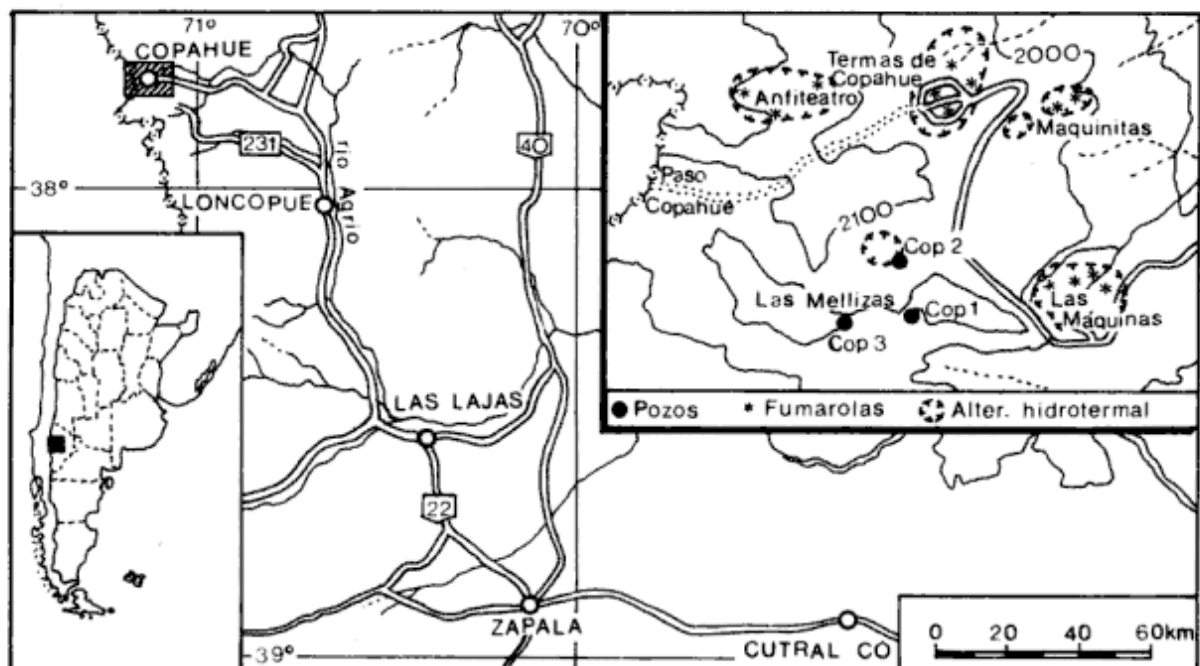


Figura 1: Mapa de ubicación



### Termas de Copahue

La extensión, zonación y mineralogía de esta zona de alteración, probablemente la mayor del campo, no puede ser analizada en detalle debido a que se encuentra en gran parte cubierta por las construcciones y calles de la localidad homónima, que está edificada exactamente encima. Su condición original está profundamente modificada por la construcción de diques y tajamares para la utilización de las manifestaciones termales en centros de balneoterapia, que han determinado la formación de pequeñas lagunas conocidas con el nombre de El Chanchito, Sulfurosa, Verde, Baño N° 9, etc. El agua de estas piletas es turbia y de aspecto nuboso por la presencia de azufre coloidal y gas que emanan en algunos sectores, identificables por los borbotones que se producen en la superficie del agua.

En el área de fumarolas y surgentes denominada Agua del Limón, en el extremo este de la zona de Termas, es donde probablemente las condiciones naturales se encuentren menos modificadas, si bien no han escapado totalmente de la acción del hombre. En esta zona los minerales de alteración se presentan como asociaciones de textura arcillosa, muy finos y relativamente plásticos, cuyo color varía desde muy blanco y blanquecino a amarillento y amarillo anaranjado donde se observa una mayor oxidación. Se puede apreciar también la presencia de finas venillas y costras irregulares de material silíceo, muy duro y de aspecto vítreo porcelanáceo.

Por difracción de rayos X se ha determinado que el material fino y pulverulento, blanco a blanquecino, está constituido básicamente por alunita y caolinita en distintas proporciones, que pueden variar desde el sulfato hasta el caolín prácticamente puros. Ambos minerales se presentan acompañados por cantidades subordinadas y variables de cuarzo, cristobalita y sílice criptocristalina.

En las zonas de coloración amarilla el mineral dominante es jarosita. Se presenta bien cristalizado y corresponde a la variedad potásica del sulfato básico alcalino de hierro. Lo acompañan cuarzo y cristobalita como especies subordinadas y suelen detectarse también cantidades variables de alunógeno. Este material, de composición variable e incierta, se forma por la evaporación de soluciones con iones sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) en presencia de cationes tales como  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{NO}_3^+$ , etc.

Sobre los centros mismos de surgencia se presenta predominantemente cristobalita acompañada de alunita y cuarzo, y sobre las grietas y superficies libres se depositan finos cristales de azufre, producto de la sublimación de los gases. En la fotografía de la Fig. 2 se observan estos cristales en una pequeña fumarola de la zona de Agua del Limón, el cambio de coloración en un sector de la moneda denota la presencia de gases ácidos.

En algunos surgentes actualmente inactivos se ha determinado también la presencia de cristobalita, acompañada por tridimita, cuarzo y alunita subordinados. Asimismo la cristobalita es el principal constituyente de las costras coliformes y venillas porcelanáceas que



**Figura 2:** Agua del Limón. Cristales de azufre sublimados en un hueco. La pátina formada sobre el sector derecho de la moneda (25 mm de diámetro) evidencia la presencia de gases ácidos.





**Figura 3:** Las Máquinas; El Infiernillo. Sector alunitizado. La precaria construcción sería el primer baño termal construido en la zona de Copahue.

se presentan en las muestras de alunita y caolinita.

En el extremo sur de la zona de alteración, sobre las laderas de la depresión donde se emplaza la población de Termas, es posible observar la presencia de zonas de caolinita muy bien cristalizada, acompañada de cristobalita, cuarzo y alunita, intercaladas con otras zonas de textura porcelanacea, constituidas por caolinita muy pobremente cristalina, sílice amorfa y anatasa. La presencia de este  $TiO_2$  ha sido determinada en varias muestras de la zona de Termas y del Anfiteatro, siempre acompañando a sílice criptocristalina o a cristobalita. Por encima de esta zona de caolinita dominante se presenta otra en la que predomina la alunita, acompañada de caolinita, cristobalita, cuarzo y anatasa.

En las venillas y costras vítreas de este sector, constituidas esencialmente por  $SiO_2$  criptocristalina, se manifiesta la incipiente presencia de una ceolita del grupo de la clinoptilolita. Este mineral es posterior a la alteración ácido-sulfática que originó la asociación descrita, y es producto de la descomposición de la sílice.

### Las Máquinas

En esta zona de manifestaciones termales actuales se encuentra ubicado un centro de baños termales pertenecientes a la Clínica Termal Militar del Ejército Argentino. Constituye una amplia zona de manifestacio-

nes, elongada en dirección  $N75^\circ O$ , que abarca una superficie aproximada de  $180.000 m^2$ ; rodeada por una zona de alteración mucho mayor, de  $560.000 m^2$  aproximadamente.

En la zona central de la depresión se ha formado una laguna caliente por el endicamiento de las aguas surgentes, muy turbias por la presencia de azufre coloidal. Numerosas fumarolas y manantiales calientes rodean esta laguna, y las rocas del sector se encuentran intensamente alteradas. Son asimismo comunes los conos de barro y las sublimaciones. En la Fig. 3 se observa una vista de la zona de mayor actividad, denominada El Infiernillo.

El mineral dominante en la zona de mayor actividad es la alunita muy bien cristalizada y relativamente pura, acompañada sólo por cantidades subordinadas de otros minerales arcillosos y silíceos. Este mineral es más abundante aquí que en las restantes áreas estudiadas, y su presencia se considera de interés ya que es un indicador del bajo pH de los fluidos responsables de la alteración. Se presenta en masas granulares terrosas a pulverulentas, de color blanco a blanco grisáceo. La superficie de la zona alunitizada presenta una temperatura elevada, tal como se evidencia durante la época invernal en la que la única zona libre de nieve es dicho núcleo alunitizado.

Por difracción de rayos X puede comprobarse el predominio de este mineral sobre la cristobalita, cuarzo

y caolinita acompañantes. En los difractogramas se identifican claramente sus reflexiones características, con los picos más notables en 5,70Å, 4,96Å, 3,49Å, 2,99Å, y otros.

Utilizando los gráficos propuestos por Maiza y Mas (1980), que relacionan tamaño de celda unidad con el catión monovalente presente, se determinó para esta alunita una relación K:Na de aproximadamente 98:2, es decir que puede considerarse un término potásico prácticamente puro.

En la parte superior de esta zona de alteración el material parece más compacto y silicificado. El análisis por difracción de rayos X demostró que se encuentra constituido por sílice amorfa, cristobalita y alunita como minerales principales, cuarzo subordinado, y cantidades variables de caolinita. Tanto por la ausencia de los rasgos que caracterizan al sinter silíceo (estructuras vegetales, geyseritas, bandas, dunas, etc.) como por las características mineralógicas que presenta (presencia de cuarzo además de la cristobalita), y por su asociación mineralógica (alunita, caolinita, etc.), es posible definir al material silíceo de esta zona como un residuo silíceo producto de la acción de una solución ácida.

En los bordes del área de alteración de Las Máquinas se observa un importante incremento de la caolinita y el cuarzo, con respecto a la cristobalita, por ejemplo hacia

el este se presentan pequeños morros de caolinita muy bien cristalizada, acompañada de cuarzo y albita, y alunita muy subordinada. Estos sectores suelen estar cubiertos en superficie por sombreros de hierro constituidos esencialmente por jarosita, acompañada de montmorillonita, caolinita, yeso y hematita.

En las paredes de los surgentes termales y de las emanaciones gaseosas se depositan pequeños cristales de azufre y piritita.

En la Fig. 4 se muestran cinco difractogramas correspondientes a otras tantas muestras de alteración tomadas a distancias crecientes desde el centro de surgencia. Se puede observar la disminución de la alunita y el correlativo incremento de la caolinita. La jarosita sólo se manifiesta en las zonas externas superiores oxidadas.

#### Anfiteatro

Esta zona, ubicada al oeste de la localidad de Copahue, es el área de alteración expuesta más extensa del campo, y configura una "caldera" de aproximadamente 540.000 m<sup>2</sup>. Presenta numerosas manifestaciones termales de escasa magnitud, gaseosas y líquidas, diseminadas en todo el área. Cada una de estas surgencias precipita

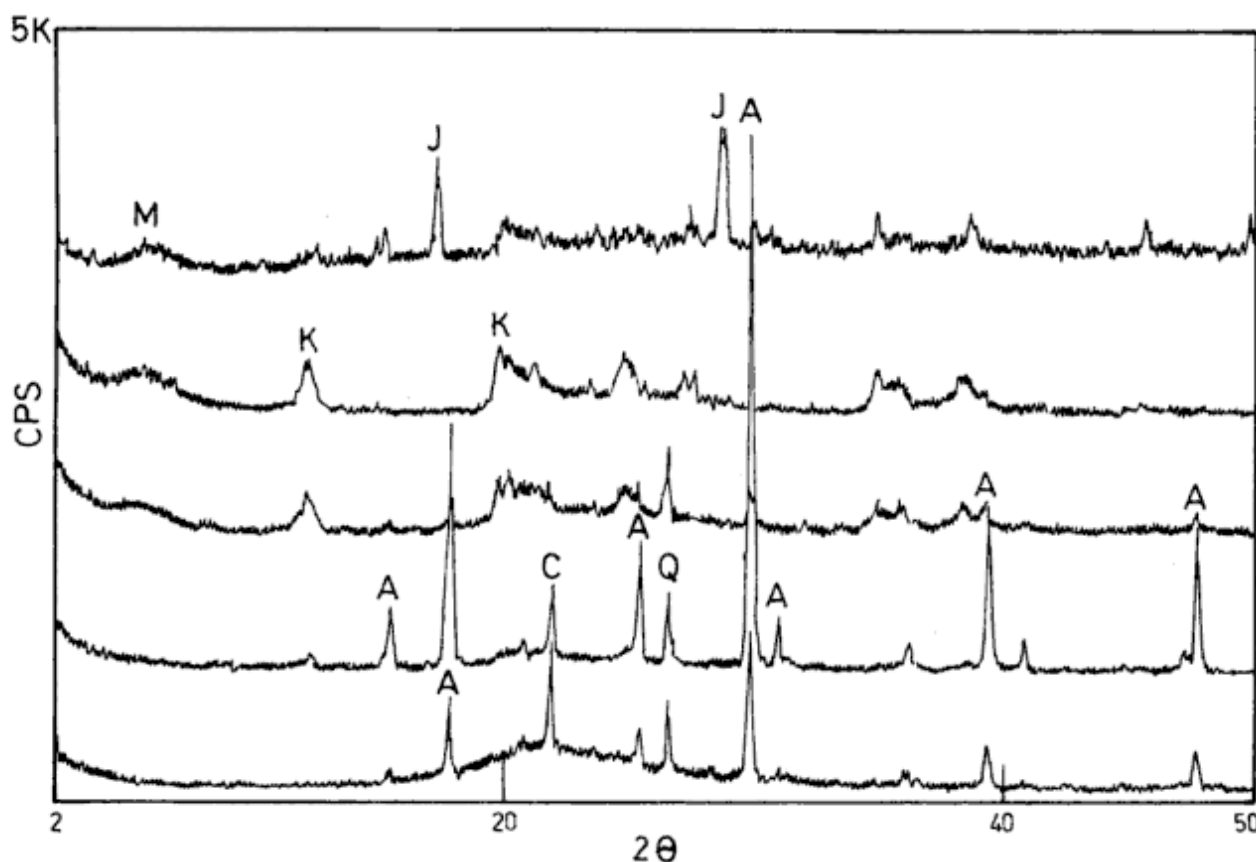


Figura 4: Las Máquinas. Difractogramas comparativos de la alteración. M: montmorillonita; A: alunita; Q: cuarzo; J: jarosita; C: cristobalita; K: caolinita.



azufre nativo en la superficie, y se encuentra rodeada de un halo de pirita y azufre de algunos centímetros hasta un metro de ancho. La roca que rodea a estas manifestaciones se encuentra muy alterada y silicificada con cuarzo, tridimita y cristobalita. Presenta caolinita y alunita subordinadas y la sílice amorfa es muy escasa a ausente. Sobre la superficie de las rocas que rodean a los manantiales calientes y fumarolas se depositan pequeños cristales de azufre formados por la sublimación de la fase gaseosa.

Por encima y hacia afuera del área de silicificación más intensa, la roca se presenta totalmente caolinizada, con alunita y cuarzo subordinados. Finalmente, y siempre en la parte superior, coronando los pequeños morros caolinizados muy blancos, se presentan los sombreros de hierro, duros y porosos, de colores pardo-rojizos a naranja amarillentos y negro, constituidos esencialmente por jarosita, hematita, goethita y cuarzo.

Comparando esta mineralogía con la del área de Las Máquinas surge que la diferencia más notable es la drástica disminución de la alunita, que sólo se presenta como mineral subordinado, y el incremento de goethita. Esto indica que las soluciones responsables de la alteración en el Anfiteatro tenían un pH levemente mayor.

#### *Las Maquinitas*

Es el área de manifestaciones termales más pequeña del campo geotérmico Copahue. Consiste en dos depresio-

nes menores, superior e inferior, a lo largo de una falla N55°E. En la actualidad la depresión inferior es la que se encuentra más activa.

Entre los minerales de alteración presentes es muy abundante la sílice amorfa (residuo silíceo), recristalizada parcialmente en tridimita y/o cristobalita, cuarzo y cantidades variables de caolinita y alunita. Alrededor de las emanaciones se presentan cristallitos de azufre sublimado y masas grisáceas de pirita.

#### *COP-2*

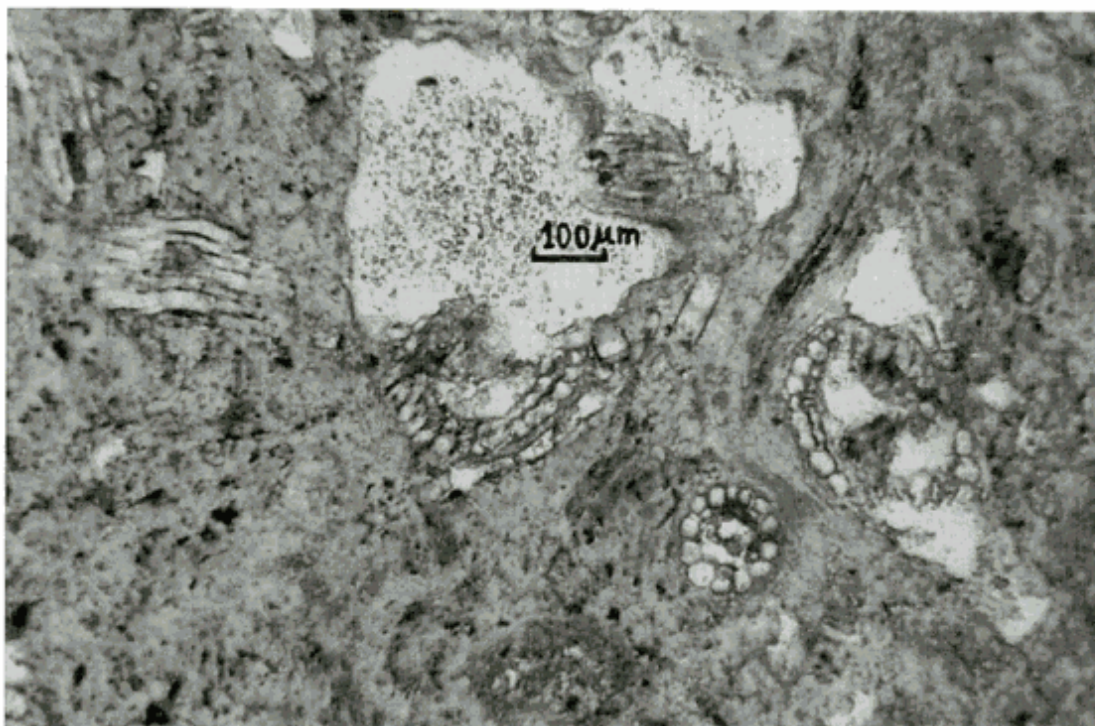
En una zona cercana a la perforación COP-2 se ha detectado un área de alteración donde, si bien actualmente no se producen manifestaciones termales, se registra la presencia de una zonación mineralógica que evidencia que en ese lugar existió actividad geotérmica.

El área se encuentra a 300 m aproximadamente, en dirección ONO, del pozo exploratorio COP-2, y se manifiesta como un afloramiento muy silicificado con abundantes inclusiones vítreas de color negro, duras y brillantes. Por encima del mismo se observa un nivel de material silíceo duro y poroso, en parte con aspecto esponjoso (Fig.5). En general es blanco, pero en algunos sectores se observa también de color pardo, gris y hasta negro. Suele mostrar bandas muy delgadas de color verde, que por su olor y color corresponden a materia orgánica vegetal. En la parte superior del afloramiento el material silíceo muestra una estructura fibrosa



**Figura 5:** COP-2. Sector silicificado.





**Figura 6:** COP-2. Fotomicrografía de sinter silíceo.

subparalela a radiada, formada por haces de fibras de extensión variable que pueden alcanzar varios centímetros de longitud.

Tanto el material masivo, como el poroso y el fibroso pardo o blanco, presentan por DRX una mineralogía muy simple, constituida esencialmente por sílice amorfa con reflexiones muy pequeñas de cristobalita y cuarzo. El estudio de las muestras con lupa binocular estereoscópica y por microscopía óptica, permitió comprobar que la citada estructura fibrosa es en realidad una estructura orgánica relictica, producto de la silicificación de restos vegetales de orden superior (Fig.6). El reconocimiento de este tipo de restos de materia orgánica vegetal es una fuerte evidencia de que el material es sinter silíceo formado en superficie, a partir de soluciones cuyo pH es casi neutro.

A aproximadamente 100 m de los afloramientos de sinter, hacia el noroeste (en dirección a la localidad de Copahue) se presenta un sombrero de hierro con características similares a los hallados en la zona de Termas de Copahue y Anfiteatro, formado por goethita, con jarosita subordinada. En la misma dirección, a 100 m aproximadamente de la anterior, se presenta otra montera de hierro, en este caso rodeada por una amplia zona de minerales arcillosos. La parte inferior de la misma está constituida por un material verdoso claro, muy fino y de textura plástica, de composición predominantemente montmorillonítica, con cantidades subordinadas de caolinita y sílice amorfa y muy subordinadas de cuarzo. Por encima de esta zona se presenta otra, tam-

bién de material muy fino, en este caso de color blanco a muy blanco, formada por caolinita, con cuarzo y alunita subordinada.

## Discusión

Las manifestaciones termales Termas de Copahue, Las Maquinitas y Anfiteatro están asociadas a grupos de fallas paralelas de dirección N55°E, y el área termal Las Máquinas y la zona de alteración cercana a COP-2 estarían relacionadas además al sistema de fallas ONO-ESE. Los fluidos (gases fumarólicos y soluciones) que producen la alteración, descargan a través de estos dos sistemas de fisuras, es decir, existe un fuerte control estructural sobre la forma del campo.

La estrecha relación que vincula la composición de los fluidos y la mineralogía hidrotermal puede apreciarse claramente en la alteración superficial. Las cuatro zonas de manifestaciones activas estudiadas presentan rasgos que en principio permiten caracterizarlas como productos de la alteración ácida, sin embargo presentan características particulares que permiten establecer algunas diferencias entre ellas.

Considerando que la alteración ácido-sulfática es un producto del lixiviado extremo de bases por fluidos relativamente concentrados en  $H_2SO_4$  a temperaturas por debajo de 400°C, su presencia indica condiciones extremas de pH muy bajo y redox oxidante. El ácido



sulfúrico es producido por la oxidación del  $H_2S$  destilado del sistema hidrotermal subyacente, en (o cerca) de la capa freática. La oxidación del  $H_2S$  en tales sistemas es compleja, pero puede ser resumida en la siguiente reacción:



La mineralogía asociada a este tipo de alteración en la superficie, o cerca de ella, está representada por ópalo, cristobalita, tridimita y alunita. Constituye una zona muy rica en sílice en la que prácticamente todos los otros constituyentes han sido disueltos (pH del fluido 2,5). En la zona de alunita se forman, además de este mineral, caolinita, cristobalita y ópalo, a partir de fluidos con un pH entre 2,5 y 3,0. Henneberger y Browne (1988) establecen que la presencia de alunita en las rocas más alteradas del sistema hidrotermal Ohakuri requiere que se alcance localmente una molalidad mínima de  $10^{-3}$  de  $H_2SO_4$ .

El área Las Máquinas presenta un centro de alteración prácticamente monomineral constituido por alunita, rodeado por zonas de minerales silíceos (ópalo, tridimita y cristobalita) y caolinita.

En las zonas de Las Maquinitas y Anfiteatro se presenta también esta asociación de minerales, si bien sin un neto predominio de alguno de ellos. La alunita adquiere carácter menos dominante e incluso subordinado a la caolinita, indicando un pH levemente superior de los fluidos. Las relaciones de abundancia son variables en una y otra área, siendo la asociación de Las Maquinitas levemente más ácida que la de Anfiteatro. En el caso de Termas de Copahue, la mineralogía que se presenta es indicativa de un pH similar al de Las Máquinas, pero las modificaciones artificiales que afectan a este área no permiten asegurarlo con certeza.

El área de alteración vecina a COP-2, por su parte, presenta minerales como montmorillonita y sinter silíceo relacionados a fluidos neutros a alcalinos.

Finalmente los fluidos más ácidos de toda el área se encuentran en la laguna del cráter, cuyas aguas presentan un pH inferior a 1, lo que indica un aporte magmático gaseoso importante. El aporte profundo de  $SH_2$ , así como de  $N_2$ , se comprueba asimismo a través de los análisis de las fases gaseosas y soluciones en las distintas manifestaciones termales y pozos profundos (Sierra *et al.* 1992; JICA-EPEN 1992). Esto estaría confirmado por las características del material emitido durante la actividad del volcán en agosto de 1992. Este material, constituido por azufre y sílice, indica un pH muy bajo en los fluidos (líquidos y/o gaseosos) responsables de su formación.

La presencia de  $H_2S$  en los fluidos de los niveles de reservorio, así como la existencia de procesos de efervescencia y ebullición en profundidad fue confirmada asimismo por el estudio de inclusiones fluidas realizado sobre muestras de las perforaciones COP-2 y COP-3 (Mas *et al.* 1993).

La acidez de los fluidos de alteración disminuye gradualmente desde la zona de alunita, a través de la zona de caolín hasta la de montmorillonita.

La presencia de sinter silíceo junto con minerales tales como caolinita, alunita, azufre y sulfatos podría indicar que el mismo se ha formado después que cesaron las condiciones de formación de la asociación ácida; por ejemplo por el reemplazo del vapor ácido por una solución alcali-clorurada. Según Rye *et al.* (1992) ésta es una característica común, si bien no necesariamente siempre presente, en ambientes de vapor sobrecalentado como el de Copahue.

## Conclusiones

El fuerte dinamismo que ha sufrido este campo ha generado permeabilidad secundaria que se halla circunscripta a las áreas en las cuales los fluidos con altas temperaturas ascienden hasta los niveles superiores.

Los ejes de mayor valor de flujo de calor y los principales lineamientos estructurales presentan una correlación que corrobora el fuerte dominio estructural que tiene el campo.

La vinculación existente entre la composición de los fluidos, mineralogía de alteración, lineamientos estructurales y flujo de calor en el campo geotérmico Copahue puede apreciarse claramente en la alteración superficial. Las cuatro zonas de manifestaciones activas estudiadas, de neto carácter ácido-sulfático, son el resultado de la acción de fluidos (gases fumarólicos y soluciones acuosas) sobre las rocas volcánicas del área. Mineralógicamente esta alteración está representada por azufre y cristobalita acompañados por alunita, caolinita, cuarzo, jarosita y óxidos e hidróxidos de hierro. Esta asociación de alteración de bajo pH se produce por la liberación y subsecuente recondensación de gases ácidos, principalmente  $CO_2$  y  $SH_2$ , resultantes de la ebullición y efervescencia de los fluidos en los niveles más profundos.

Si bien las características generales de la alteración son comunes en las cuatro zonas, existen algunas diferencias en el grado de alteración. Las condiciones de mayor acidez en las soluciones, de acuerdo a la asociación mineralógica presente, se registran en el área Las Máquinas, con predominio de alunita y sílice criptocrystalina. El Anfiteatro y Las Maquinitas evidencian condiciones de acidez similares, aunque levemente más ácidas en la segunda zona de acuerdo a la abundancia relativa de los minerales. El área Termas de Copahue parece presentar una asociación similar a la de Las Máquinas, pero las modificaciones artificiales que la afectan hacen imposible establecer una zonación de alteración incuestionable.

Por otra parte, el área Las Máquinas es la única que no se encuentra directamente vinculada al sistema de fallas de dirección N55°E, sino que se presenta en un cruce entre estas y fallas ONO-ESE. Coincide asimismo, aproximadamente, con el eje de mayores valores de flujo geotérmico, lo que indica un aporte magmático más directo y de mayor envergadura.

Finalmente en el área de alteración denominada COP-2, se manifiesta una superposición de dos asociaciones mineralógicas diferentes, indicando una evolución de la acidez de las soluciones en dicho sector, que pasa de un primer estadio similar al descrito en las restantes manifestaciones, caracterizado por la asociación alunita, caolinita y sílice criptocristalina, a una etapa de soluciones álcali-cloruradas, casi neutras, con formación de montmorillonita y sinter silíceo. Un cambio de acidez de estas características puede deberse entre otras causas a una disminución del aporte de gases magmáticos o una interrupción de la ebullición de los fluidos en profundidad.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Ente Provincial de Energía del Neuquén por poner a su disposición la información existente y facilidades de campo; al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio con que se financió este proyecto, y a la Universidad Nacional del Sur por facilitar sus laboratorios y equipamiento.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Henneberger, R.G. y Browne, P.R.L., 1988. Hydrothermal Alteration and Evolution of the Ohakuri Hydrothermal System, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 34: 211-231. Amsterdam.
- JICA-EPEN, 1992. The Feasibility Study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Final Report. Ente Provincial de Energía del Neuquén. Japan International Cooperation Agency (inédito).
- Latinoconsult; Elc-Electroconsult, 1981. Estudio de Prospección Geotérmica en el Area de Copahue. Informe Final. Secretaría de Estado del COPADE. Provincia del Neuquén. 53 p. (inédito).
- Maiza, P.J. y Mas, G.R., 1980. Estudio de los Sulfatos Alunita-Natroalunita. Síntesis de la Serie. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 11(1-2): 32-41.
- Mas, L.C., 1993. El Campo Geotérmico Copahue: Los Minerales de Alteración y las Inclusiones Fluidas como Indicadores de los Parámetros Físico-Químicos del Sistema. Tesis Doctoral Departamento de Geología Universidad Nacional del Sur. Biblioteca Central, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca 199 p. (inédito).
- Mas, G.R., Mas L.C. y Bengochea, L., 1993. Inclusiones fluidas en el pozo exploratorio COP-3; Campo Geotérmico Copahue; Provincia de Neuquén, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza)*, 5: 92-98. Buenos Aires.
- Pesce, A., 1990. Evolución Volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue y su modelo Geotérmico Preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 307-327.
- Rye, R.O., Bethke, P.M. y Wasserman, M.A. 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87: 225-262.
- Sierra, J.L., D'Amore, F., Panarello, H. y Pedro, G., 1992. Reservoir Characteristics of the Vapor Dominated Geothermal Field of Copahue, Neuquén, Argentina, as established by Isotopic and Geochemical Techniques. *Geothermal Investigations with Isotope and Geochemical Techniques in Latin America. Proceedings of a Final Research Coordination Meeting held in San Jose, Costa Rica. 12-16 Nov., 1990. International Atomic Energy Agency; Technical Document-641: 13-30.*

**Recibido:** 4 de mayo, 1995

**Aceptado:** 8 de febrero, 1996

### ERRATAS

En la Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (3-4) y 49 (1-2) se ha indicado erróneamente como inédita a la siguiente publicación: Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. *Paleogeophysics & Geodynamics*, Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University, 128 p., Stockholm.

En el artículo "Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina", aparecido en el tomo 49 (3-4), p. 309 (Tabla 1), el valor de Na<sub>2</sub>O de la muestra IA03 fue dado erróneamente como 68,1, debe decir 11,3.

## Fábrica de los "rodados patagónicos" y paleocorrientes

### Comentario

En un reciente trabajo sobre paleocorrientes de los rodados patagónicos (Beltramone y Meister 1993) se ha desempolvado una antigua discusión (que se creía superada) respecto de la fábrica de clastos fluviales y su utilidad en la determinación de la dirección del paleoflujo (véase Pettijohn 1963, p. 83-84; Kukal 1971, p. 92; Potter y Pettijohn 1977, p. 43). En dicho análisis se hace referencia a una técnica de medición e interpretación que deberían ser justificadas o reconsideradas, en razón de los mecanismos de transporte que se indican como responsables de la acumulación de las gravas. Lamentablemente, el trabajo de Beltramone y Meister (1993) no explica el tipo de muestreo practicado, contiene una insuficiente descripción de los depósitos, no examina la propiedad mensurada y su utilidad para alcanzar los objetivos planteados y presenta antecedentes bibliográficos parciales. Por ello y a fin de aportar al conocimiento sedimentológico y paleogeográfico de esta extensa unidad patagónica, se discuten aquí el método de trabajo empleado y sus fundamentos. Sería de desear que la respuesta a esta nota posibilite a los autores fundamentar el procedimiento aplicado y así garantizar el alcance de sus resultados y conclusiones.

### Adquisición de datos vectoriales y confiabilidad del análisis

El procedimiento utilizado en el trabajo de Beltramone y Meister (1993) "consistió en la medición de la dirección e inclinación del eje mayor de guijarros y guijones prolados, considerando ... que los mismos yacen paralelos a la dirección de la corriente y buzan en dirección contraria a la misma". Asimismo, por las estructuras primarias asociadas se interpretó que el agente de dispersión y sedimentación de las gravas fue un sistema "fluvial de alta energía y moderada sinuosidad", emplazado en zonas "pedemontanas distales de muy suave pendiente".

Dado que la fábrica de los sedimentos puede contribuir a dilucidar antiguas condiciones de sedimentación es necesario establecer la disposición preferencial desarrollada en el agregado al tiempo de su transporte y depositación. Sobre un lecho de grava y bajo la influencia de un flujo confinado y diluido (fluvial), unidireccional y turbulento, la mayor parte de la población de individuos clásticos (> 16 mm) tiende a desplazarse por el mecanismo de rolido (rotación según su eje mayor). Como resultado el tipo de fábrica más frecuente en gravas fluviales es **a(t) b(i)** (Bourgeois 1978), o sea, con el eje mayor (**a**) transversal al flujo y el eje intermedio (**b**) imbricado o buzante a contracorriente (Walker 1975; Harms *et al.* 1975; Collinson 1978; Cant 1982; Steel y Thompson 1983). La actualización de estos conceptos surgió como consecuencia de observaciones directas en barras y canales de ríos (entrelazados) gravosos (Williams y Rust 1969; Rust 1972a; 1972b; 1978; Heim 1984), avaladas por trabajos experimentales de laboratorio (Koster 1978). La misma propiedad ha sido destacada por Blair y McPherson (1994) y Spalletti (1986) para pefitas aluviales en condiciones de alto régimen. Harms *et al.* (1982) y Heim (1984) resaltaron incluso la utilidad de esta evidencia como criterio para diferenciar conglomerados aluviales de los marino-profundos. En estos conglomerados resedimentados los clastos se imbrican con sus ejes **a** paralelos al flujo (fábrica **a(p) a(i)**); véase Heim 1982). Cierta variabilidad, alta dispersión e incluso orientación paralela al flujo de rodados fluviales o glacioluviales suele ser reconocida en zonas proximales y en proporción subordinada (Krumbein 1940; Sengupta 1978; Nilsen 1982; Spalletti 1978; 1983; Jalfin y Bellosi 1989). Una porción menor de los rodados (pequeños) pueden reorientarse paralelos al flujo por pivoteo (Heim 1984) cuando son bruscamente detenidos sobre un lecho irregular.

De lo expuesto se desprende que una amplia mayoría de autores ha sostenido que en gravas aluviales modernas o antiguas, son los ejes intermedios (**b**) los que se orientan (por efecto del rolido) paralelos a la corriente y se imbrican aguas-arriba. No obstante, no es posible descartar la existencia de depósitos cuya fábrica sea **a(p) a(i)**, tal como podrían tener los rodados patagónicos del sudeste de Chubut según afirman Beltramone y Meister (1993). La objeción que se plantea es entonces ¿por qué se asumió que la orientación mayoritaria de los ejes mayores (**a**) es paralela a la paleodirección de corriente? La cuestión podría incluso caer en un dilema circular: si la fábrica es efectivamente **a(p) a(i)**, ¿no habrán sido estas gravas transportadas por corrientes no-fluviales? Cabe aclarar que la totalidad de sus atributos sedimentarios confirman su origen fluvial, más precisamente como planicies entrelazadas fluvio-glaciales y distales, dispuestas más de 400 km al este de los antiguos frentes glaciales (Césari y Simeoni 1994). En razón de ello se hace necesario establecer o visualizar la fábrica dominante antes de proceder a la medición de un determinado eje. La evaluación de otras propiedades direccionales en estos depósitos (*e.g.* paleocauces, bordes de terrazas, estratificación cruzada o rodados alineados), como describen Césari y Simeoni (1994) para estos depósitos, hubiese aportado algo de luz ante la incertidumbre que se plantea.

Varios de los diagramas petrofabrics por localidad e incluso dos de los tres diagramas por región enseñan una clara bimodalidad y hasta bipolaridad (Figs. 3a y 9a de Beltramone y Meister 1993). Estos rasgos, sumados a histogramas de inclinación también polimodales (Figs. 3c y 5c), reflejan que los ejes mayores se inclinan (levemente) en sentidos contrapuestos. Parecería por ello que la imbricación de los rodados no fue según su eje principal, pues, naturalmente, a menos que la fábrica sea isotrópica, los ejes (**a**) deberán mostrar siempre alguna orientación. Por otra parte, los diagramas con aparente distribución isotrópica (*e.g.* Fig. 4 loc. 9; Fig. 6 loc. 3 de Beltramone y Meister) indicarían inexistencia de orientación dominante de los ejes escogidos para la medición (*i.e.* los ejes **a**). Dada esta serie de particularidades, sería necesario practicar algún ensayo estadístico para establecer la presencia de una tendencia preferencial. Apreciaciones personales en los rodados patagónicos en el sector sur (Pampa del Castillo) permitirían reconocer una fábrica del tipo **a(t) b(i)**, difiriendo 90° de la que dichos autores sostienen. Resultaría obvio en estas líneas destacar la incidencia de las observaciones planteadas aquí, tanto en el análisis de paleocorrientes como en el sistema de dispersión y en la paleogeografía interpretada.

- Beltramone, C. y Meister, C.M., 1993. Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos, tramo Comodoro Rivadavia, Trelew. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(2): 147-152.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. Journal of Sedimentary Research, A64(3): 450-489.
- Bourgeois, J., 1978. Conglomerates. En: Fairbridge, R. y Bourgeois, J. (Eds.): Encyclopedia of Sedimentology, pp. 183-186.
- Cant, D.J., 1982. Fluvial facies models and their application. En: Sandstone depositional environments, Scholle, P. y Spearing, D. (eds): American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31: 115-137.
- Césari, O. y Simeoni, A., 1994. Planicies fluvio-glaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia central, Argentina. 13° Symposium Latin-American Geosciences. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1, 1993(1/2): 155-164.
- Collinson, J.D., 1978. Alluvial sediments. En: Reading, H. (Ed.): Sedimentary environments and facies, pp. 15-60. Elsevier.
- Harms, J., Southard, J., Spearing, D. y Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary

- sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short Course 2, 161 p. Dallas.
- Harms, J., Southard, J. y Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short Course 9.
- Heim, F.J., 1982. Depositional mechanism of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enragé Formation, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 19: 267-287. Quebec.
- Heim, F.J., 1984. Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. En: Koster, E. y Steel, R.J. (Eds.): Sedimentology of gravels and conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, pp. 33-49.
- Jalfin, E. y Bellosi, E., 1989. Abanicos aluviales. Boletín Sedimentológico, 4: 21-44. Tucumán.
- Koster, E., 1978. A flume study of fluvial gravel fabric. En: Miall, A.D. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 853.
- Krumbein, W.C., 1940. Flood gravel of San Gabriel Canyon. Geological Society of America, Bulletin, 51(5): 639-676. California.
- Kukal, Z., 1971. Geology of Recent Sediments. Academic Press, 409 p. Praga.
- Nilsen, T.H., 1982. Alluvial fan deposits. En: Scholle, P. y Spearing, D. (Eds.): Sandstone depositional environments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31, pp. 49-86.
- Pettijohn, F.J., 1963. Rocas Sedimentarias. Eudeba, 731 p. Buenos Aires.
- Potter, P.E. y Pettijohn, F.J., 1977. Paleocurrents and Basin Analysis, 2nd. ed., Springer, 425 p.
- Rust, B.R., 1972a. Pebble orientation in fluvial sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 42: 384-388.
- Rust, B.R., 1972b. Structure and process in a braided river. Sedimentology, 18: 221-245.
- Rust, B.R., 1978. Depositional model for braided alluvium. En: Miall, A. (Ed.): Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, pp. 605-625.
- Sengupta, S., 1978. Paleocurrent analysis. En: Fairbridge, R. y Bourgeois, J. (Eds.): Encyclopedia of Sedimentology, pp. 528-533.
- Spalletti, L.A., 1978. Estudio petrofabrico de sedimentos glaciales y fluviales de la región del Cerro San Lorenzo, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 9(3-4): 89-98.
- Spalletti, L.A., 1983. The sedimentology of glacial, fluvial and lacustrine deposits from northwestern Santa Cruz Province, Argentina. En: Evenson *et al.* (Eds.): Tills and related deposits, pp. 213-230. Ed. Balkema.
- Spalletti, L.A., 1986. Nociones sobre transporte y depositación de sedimentos clásticos. Universidad Nacional de La Plata, Serie Técnica y Didáctica, 13, 102 p.
- Steel, R.J. y Thompson, D.B., 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (Bunter Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group. Sedimentology, 30(3): 341-367. North Staffordshire, England.
- Walker, R., 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. Bulletin, Geological Society of America, 86: 737-748.
- Williams, P.F. y Rust, B.R., 1969. The sedimentology of a braided river. Journal of Sedimentary Petrology, 39: 649-679.

Eduardo Bellosi  
CIRGEO, J.R. Velasco 847  
1414 Buenos Aires

## Réplica

Sobre el comentario realizado por E. Bellosi acerca del trabajo "Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos. Tramo Comodoro Rivadavia-Trelew" aparecido en la Revista de la Asociación Geológica 47(2), del cual soy coautor en forma conjunta con Carlos Meister, sin entrar a polemizar con E.B. quisiera efectuar las siguientes consideraciones.

Dicho comentario se refiere a tres asuntos principales: A) insuficiente descripción de los depósitos; B) objeta el procedimiento utilizado; C) hace referencias a antecedentes bibliográficos parciales.

A continuación paso a discutir estos puntos, más algunas discrepancias concernientes a la interpretación del comentario realizado por E.B.:

A) Dado el objetivo del trabajo, el que consistió en la "determinación de paleocorrientes de las gravas que forman los rodados patagónicos, mediante la determinación de resultantes locales y promedios regionales", los autores consideraron innecesario hacer una exhaustiva descripción geológica-geomorfológica de los depósitos en cuestión, dado que los mismos vienen siendo estudiados desde fines del siglo pasado y sus resultados publicados en artículos de amplia difusión entre la comunidad geológica.

B) En cuanto a lo conceptual, E.B., luego de hacer una revisión de la bibliografía y dar a conocer diferentes conceptos sobre la disposición preferencial de los sedimentos luego de su transporte y depositación, cuestiona "por qué se asumió que la orientación mayoritaria de los ejes mayores (**a**) es paralela a la paleodirección de corriente". El criterio tenido en cuenta por los autores se basó en el concepto vertido por Johnston (1922) en que "los ejes mayores de las rocas yacen generalmente en la dirección de corriente" observaciones que concuerdan con Wadel (1936) y Krumbein (1940), concepto confirmado más recientemente por Murray y Schlee (1953). Por otra parte E.B., luego de cuestionar el concepto dice "No obstante, no es posible descartar la existencia de depósitos cuya fábrica sea **a(p)** **a(i)**, tal como podrían tener los Rodados Patagónicos según afirman Beltramone y Meister (1993)" cosa que se contradice con la objeción conceptual del trabajo.

De esto surge que E.B. tendría que buscar la verdad científica entre las diversas "hipótesis" (enunciado no confirmado) enunciadas por los investigadores por él citados y convertir en "ley" a alguna de ellas, ya que hasta el presente no son más que "enunciados" que aún no tienen establecida su verdad o falsedad, y que en determinados casos se toman como verdaderos a los fines de confirmar o no resultados obtenidos.

En cuanto a la observación planteada por E.B. cuando dice "los diagramas con aparente distribución isotrópica (e.g. fig 4 loc 9; fig. 6 loc 3 de Beltramone y Meister) indicarían inexistencia de orientación dominante" los autores asumen que esta aparente anomalía en la distribución se deba a un muestreo inadecuado, ya que en los sitios mencionados se podrían haber obtenido datos correspondientes a más de un ciclo de depositación de las gravas expuestas en el perfil.

C) En cuanto a los "antecedentes bibliográficos parciales" se considera esta observación como una apreciación personal de E.B. que se agradece, y la que será tenida en cuenta en próximas publicaciones.

En cuanto a las consideraciones finales el autor de esta nota le sugiere a E.B. que publique sus "Apreciaciones personales en los rodados patagónicos.... que le permitieron establecer una fábrica del tipo **a(t)** **b(i)**, difiriendo en 90° de la que dichos autores sostienen" ya que estos datos, de indudable valor, sobre la génesis de los ya tan estudiados Rodados Patagónicos podrían esclarecer y hasta revolucionar el ambiente geológico.



- Beltramone, C. y Meister C., 1993. Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos, tramo Comodoro Rivadavia-Trelew. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(2): 147-152.
- Johnston, W., 1922. Imbricated structure in river gravels. American Journal of Science ser. 5, 4: 387-390.
- Krumbein, W., 1939. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. Journal of Geology, 47: 673-706.
- Wadell, H., 1936. Shape and shape position of rock fragments. Geografiska Annaler, 237: 74-92.
- Murray, H. y Schlee, 1953. Comunicación personal. En: Pettijohn, F., 1963. Rocas sedimentarias. 731 p. Eudeba.

Carlos A. Beltramone  
CIHRSA  
Medrano 285  
Villa Carlos Paz. Córdoba

**Composición mineralógica de conchillas de moluscos marinos actuales de la costa atlántica argentina** por Margarita Diana Do Campo, aparecido en la Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1991, 46 (1-2): 87-92.

### Comentario

En primer lugar, deseo aclarar que, entre las formas estudiadas, figura el Odontostomidae *Plagiodontes patagonicus* (Orb.), una especie de Gasteropodo Pulmonado típicamente terrestre (como todas las incluidas en la familia de Estilomatóforos).

En el párrafo tercero de Antecedentes (pág. 88) se dice "No se encontraron trabajos detallados sobre la estructura y mineralogía de la conchilla de los gasterópodos; ...". Sin embargo, existen importantes contribuciones sobre este tema, siendo, por ejemplo, K.M. Wilbur, uno de los más destacados autores contemporáneos en dicha materia (tanto de gasterópodos como de bivalvos).

Otro aspecto más general -ya que hace a estudios de diversa índole- se refiere a la importancia de contar con un repositorio de submuestras de los materiales estudiados (si lo hubiera, en la contribución no se menciona). Un segundo examen podría aclarar posibles dudas acerca de sus identidades, distribuciones, etc. y -quizás- identificar a nivel específico los taxiones genéricos mencionados, completando dicha contribución.

Dr. Sergio E. Miquel  
División Invertebrados  
Museo Argentino de Ciencias Naturales

†Julio Lage (1936-1995)



El 22 de noviembre falleció en esta ciudad como consecuencia de una prolongada dolencia el Licenciado Julio Lage, destacado colega que dedicó gran parte de su vida en dar a conocer a la sociedad el accionar del geólogo y el impacto que tienen en la realidad cotidiana las cosas de la geología.

Había nacido en Buenos Aires el 11 de febrero de 1936. Ingresó en la Dirección Nacional de Geología y Minería en 1957 como técnico electricista recién egresado de la Escuela Industrial de la Nación Otto Krause (1954). Muy pronto al tomar contacto con la geología, a través de esa pléyade de geólogos regionales que le dio brillo a esa escuela de levantamiento geológico que era la vieja Dirección de Minas, despertó una vocación y una pasión que lo acompañaría hasta sus últimos días.

Comenzó sus estudios en la Universidad de Buenos Aires en 1959, graduándose con el título de Licenciado en Ciencias Geológicas en 1966, con la presentación de su estudio geológico sobre "Bosquejo de la Zona Los Pozuelos, Departamento Capital, Provincia de La Rioja" realizado bajo la dirección del Dr. Emilio F. González Díaz. Durante sus estudios trabajó activamente en el Departamento de Petrografía de esa institución, realizando estudios de campaña y gabinete en diversos sectores del país.

En 1973 comienza su etapa de geólogo regional teniendo la responsabilidad del levantamiento de las hojas 42c Cerro Mirador y 43c Gualjaina, ambas en la provincia del Chubut. A ellas siguieron los levantamientos de las Hojas 47d Laguna Palacios y 52g Cabo Blanco de las provincias de Chubut y Santa Cruz respectivamente.

Entre los años 1985 y 1987 incursionó en el campo de la geotermia, integrando el equipo de profesionales que

realizó el estudio de reconocimiento geotérmico en la zona Famatina, que comprendió a las provincias de La Rioja y Catamarca.

En la década del 70 comenzó a despertar en él su vocación de periodista científico, brindándose de pleno a la difusión de la geología. Realizó cursos especializados de Periodismo Científico en la Organización de Estados Americanos, en la Fundación para la Ciencia, la Educación y la Cultura, y en la Comisión Nacional de Energía Atómica.

Su amor por la radiodifusión comenzó temprano, cuando en el equipo deportivo de Radio Mitre, realizaba sus primeras entrevistas en los vestuarios durante las agitados veladas futbolísticas de aquel entonces. La experiencia recogida en el micrófono la volcó posteriormente en varios ciclos radiales en Radio Nacional, Municipal, Mitre y Del Plata. Tuvo durante largo tiempo ciclos sobre Ciencias de la tierra, la Geología y sus Aplicaciones, la Tectónica de Placas y los Yacimientos Minerales, y otros temas afines. A estos ciclos de difusión se le agregaban sus tareas de periodista en la producción de populares programas de entrevistas radiales, donde a cada momento la geología estaba presente a la menor excusa, a través de sus invitados, sus comentarios de fondo, sus apreciaciones de la realidad cotidiana.

El periodismo científico escrito lo desarrolló a través de numerosos artículos difundidos en los diarios de mayor circulación y en revistas especializadas. Su entusiasmo lo llevó a fundar y editar la revista Perfiles Geológicos desde 1978 a 1980. Fue redactor científico en las revistas Panorama Minero, Face to Face, Dirigencia y otras publicaciones. Su capacidad de redacción y su espíritu de colaborador desinteresado lo llevaron a ser un asiduo consultor de profesionales, que buscaban el toque adecuado en sus notas científicas.

Durante esos años participa en cursos de posgrado de Paleomagnetismo, Geología Isotópica y Geotectónica, dentro del ciclo de doctorado de la Universidad de Buenos Aires.

Su interés por la comunidad geológica lo llevó a aceptar diversos cargos y responsabilidades tanto en la Asociación Geológica como en los Congresos Geológicos Argentinos. Como secretario de la Asociación de 1979 a 1981, cumplió una destacada labor en promover e incrementar la visibilidad de la Asociación en la comunidad. La actividad desplegada en esos años ha quedado testimoniada en la Crónica de la Asociación, puntillosamente preparada por su secretario. Entre esos años merece destacarse su activa participación en la comisión de homenaje a la obra patriótica del Dr. Juan J. Nágera.

Consciente de la importancia que tiene la comprensión del quehacer geológico por la sociedad, fue artífice y propulsor del Premio J.J. Nágera "A la Difusión de la Geología" escribiendo en sus reglamentos que "se entiende por difusión de las Ciencias geológicas la acción continuada y de promoción de dichas ciencias en esferas no geológicas y a nivel de la comunidad en general".

Participó activamente en la organización del 5° Congreso Latinoamericano de Geología y en el 9° Congreso Geológico Argentino, donde se ocupara de hacer trascender a la sociedad toda los objetivos y logros del congreso.

Sin embargo su labor más fecunda y llena de realizaciones la cumplió desde 1992 como asesor de la Secretaría de Minería de la Nación. A pesar de su delicado estado de salud, recorrió todo el país, y participó en diferentes misiones al exterior desde Australia a Sudáfrica, siempre con un mismo fin, difundir el accionar de la geología y en este caso en particular esclarecer en los medios y en las diferentes instituciones el vigoroso accionar de nuestra minería.

Su obra no puede ser juzgada solamente por algunas publicaciones técnicas o científicas, sino por ese derroche de talento en su trayectoria al servicio de la difusión de la Geología, en el sentido más amplio del término.

Su fallecimiento deja sin consuelo a Lina, su compañera de toda la vida y a su hija Paula, criada en un hogar ejemplar, y a sus muchos amigos que compartieron sus entusiasmos, sus proyectos sin fin, y ese amor por las cosas de la geología.

#### PRINCIPALES TRABAJOS TECNICOS

- Lage, J. A partir de 1966 numerosos informes petrográficos de Hojas Geológicas y Yacimientos Mineros; de campañas geológicas a las provincias de San Juan, Salta, Buenos Aires, Neuquén y La Rioja.
- Lage, J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42 c Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 181: 1-71, Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y Lage, J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 43c Gualjaina, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 189: 1-72, Buenos Aires.
- Lage, J., 1983. Informe Geológico Preliminar de la Hoja 47d Laguna Palacios, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. (Inédito).
- Lage, J., 1984. Informe Geológico Preliminar de la Hoja 52g Cerro Blanco, Provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. (Inédito).
- Lage, J., 1986. Estudio de reconocimiento geotérmico "Zona Famatina", provincias de La Rioja y Catamarca. Informe de la primera y segunda fase, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. (Inédito).

Víctor A. Ramos y Abel H. Pesce



**Las primeras secciones estructurales balanceadas de Argentina: obra de un pionero**

Desde los albores de las ciencias, primero los filósofos, luego los naturalistas y actualmente los geólogos y geofísicos, han tratado de comprender las montañas vistas en superficie en tres dimensiones. Desde las tímidas reconstrucciones de Suess (1886) y las más polémicas de Argand (1924), entre otros intentos de secciones estructurales, el concepto fue evolucionando lentamente hasta fines de la década del 60. La comprensión de una tectónica global, con placas de desplazamiento horizontal, permitió conocer con mayor rigurosidad la mecánica y geometría de la deformación en profundidad. Este entendimiento trajo aparejada la revalorización de la tectónica tangencial.

Esta tectónica tangencial, que implicaba grandes acortamientos horizontales, tenía importantes connotaciones económicas, en especial en la exploración de hidrocarburos. Se podían, por primera vez, restaurar las secciones deformadas, reconstruir las cuencas sedimentarias, calcular sus volúmenes potenciales de roca madre, encontrar nuevos yacimientos por debajo de las estructuras más superficiales y toda una serie de precisiones que potenciaron la realización de secciones estructurales balanceadas.

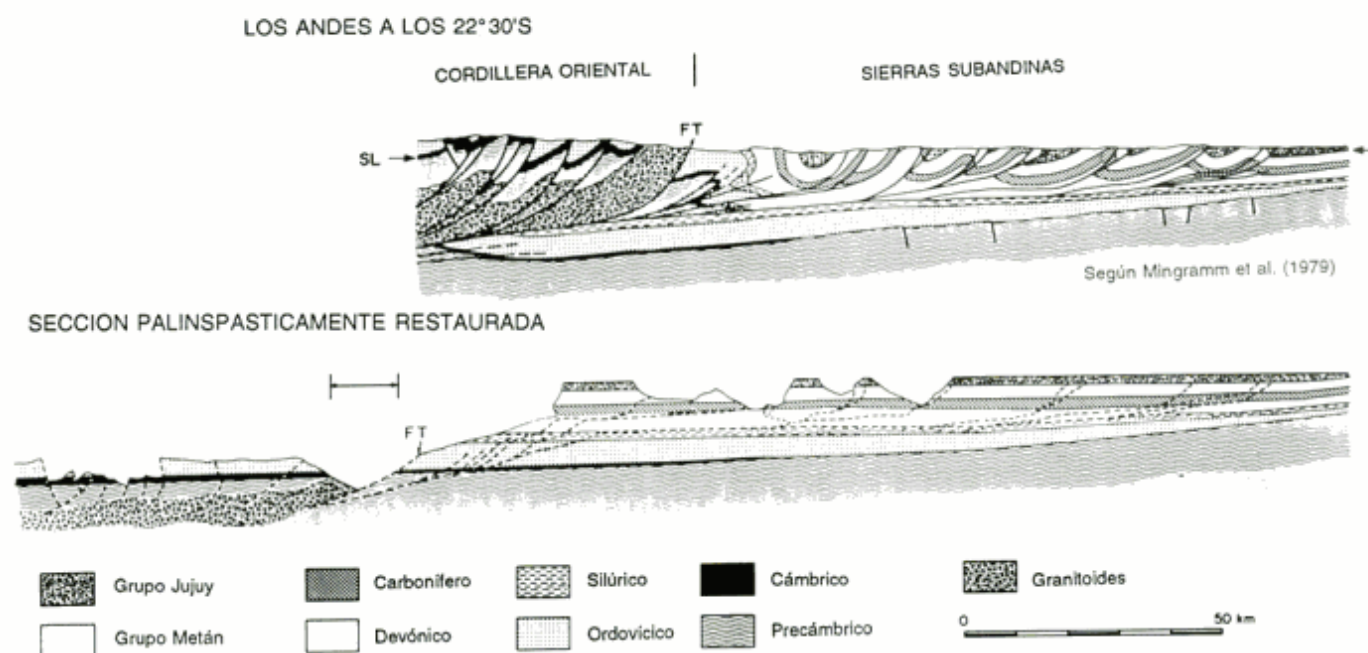
Correspondió a los geólogos que trabajaban en las Canadian Rockies, muchos de ellos afectados a la industria petrolera, desarrollar los conceptos y premisas de las secciones estructurales balanceadas, siendo una piedra fundamental en ese sentido las secciones balanceadas

publicadas por Bally, Gordy y Stewart en 1966 de las Southern Canadian Rockies, con una metodología que Dahlstrom (1970) popularizó posteriormente con su didáctica.

Nuestro país participó desde un principio en el desarrollo de estos conceptos y técnicas tectónicas de avanzada a través de un pionero, quien hace más de 25 años realizó las primeras secciones balanceadas de Argentina: el Doctor Alberto R.G. Mingramm. En ocasión del Primer Simposio de Geología Regional el 11 de setiembre de 1969, el Dr. Mingramm en su síntesis de las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino, presentó en público el resultado de varios años de investigación realizados en Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Mingramm y Russo, 1972: 208). La importancia de estas secciones balanceadas es que permitieron por primera vez realizar un análisis palinspástico de las cuencas del Noroeste Argentino, donde los rasgos analizados se ubicaban en su posición previa a la deformación.

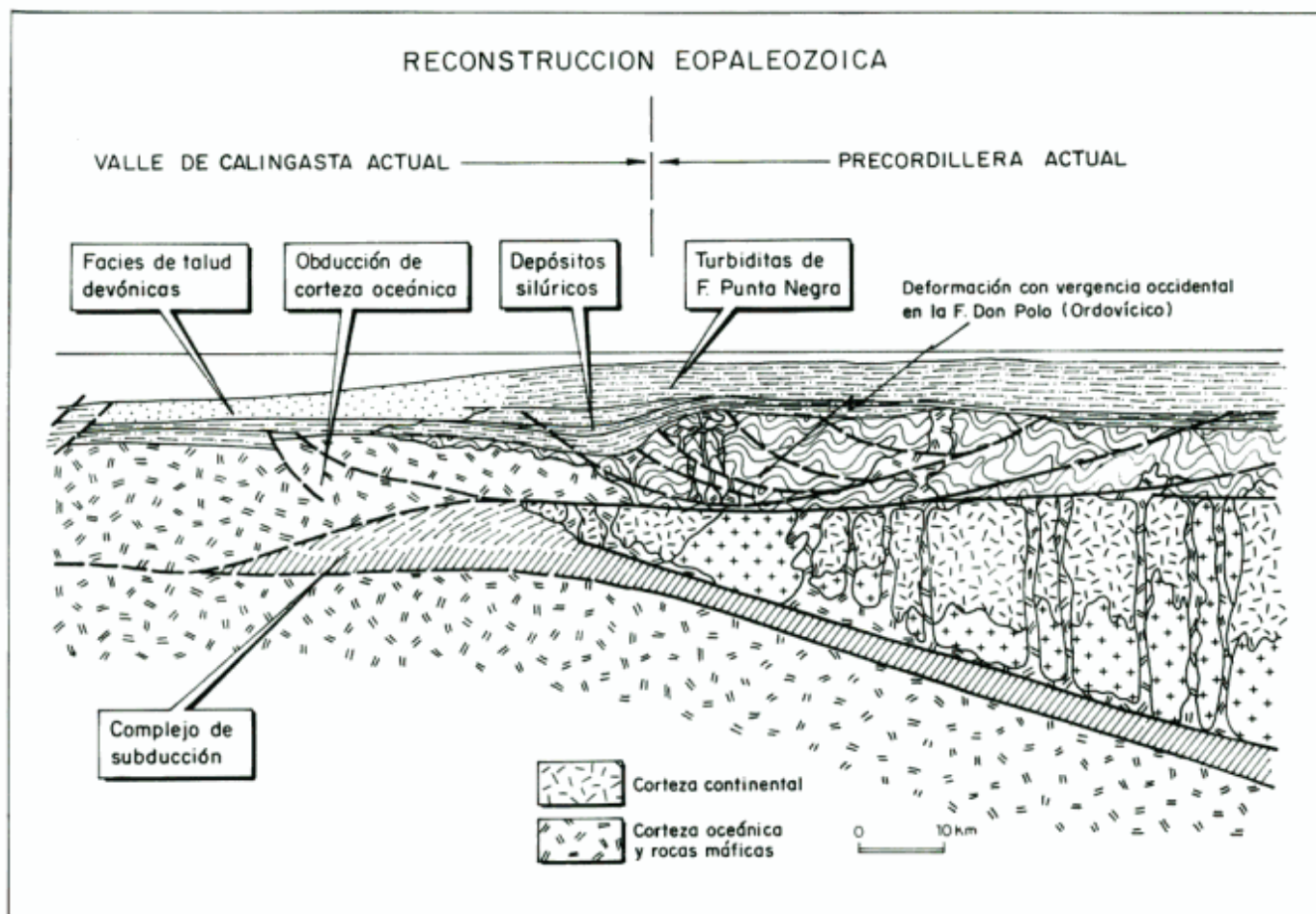
Su trabajo pionero fue utilizado por Roeder (1973), quien cuando estableciera el término subducción y su relación con la orogenia, definió las fajas antitéticas sobre la base de las secciones de Mingramm de las Sierras Subandinas (Roeder 1978). Estas secciones se convirtieron en el arquetipo de una faja plegada y corrida antitética del sistema andino. Varios años después, con base de datos más amplias, tecnologías y metodologías nuevas, seguía sorprendiendo la precisión de los balances desarrollados por Mingramm (véase Fig. 1).

Tardíamente nuestra comunidad, en ocasión del 8º Congreso Geológico Argentino de 1981, decide al otorgar por primera vez el "Premio Franco Pastore a la Investi-



**Figura 1:** Sección estructural balanceada de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas de Mingramm *et al.* (1979) y su reconstrucción palinspástica modificada de Allmendinger *et al.* (1983).





**Figura 2:** Detalle de la estructura eopaleozoica del valle de Calingasta, con la obducción de corteza oceánica, el complejo de subducción ordovícico y la deformación con vergencia occidental de la Formación Don Polo (Mingramm 1985).

gación Científica”, nominar al Doctor Mingramm por ser “uno de los pioneros en el país de los estudios sistemáticos de cuencas sedimentarias con los criterios más modernos de la época” y por “su interpretación tectónica del Sistema Subandino, la que señaló un hito en el conocimiento estructural de la región” (8° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 26-27). Este hecho es altamente meritorio, no sólo por su trascendencia, sino porque el primer científico premiado fue escogido por una productiva labor en su mayor parte inédita, realizada a través de la industria, pero con rigurosidad científica que marcó a toda una generación de geólogos petroleros.

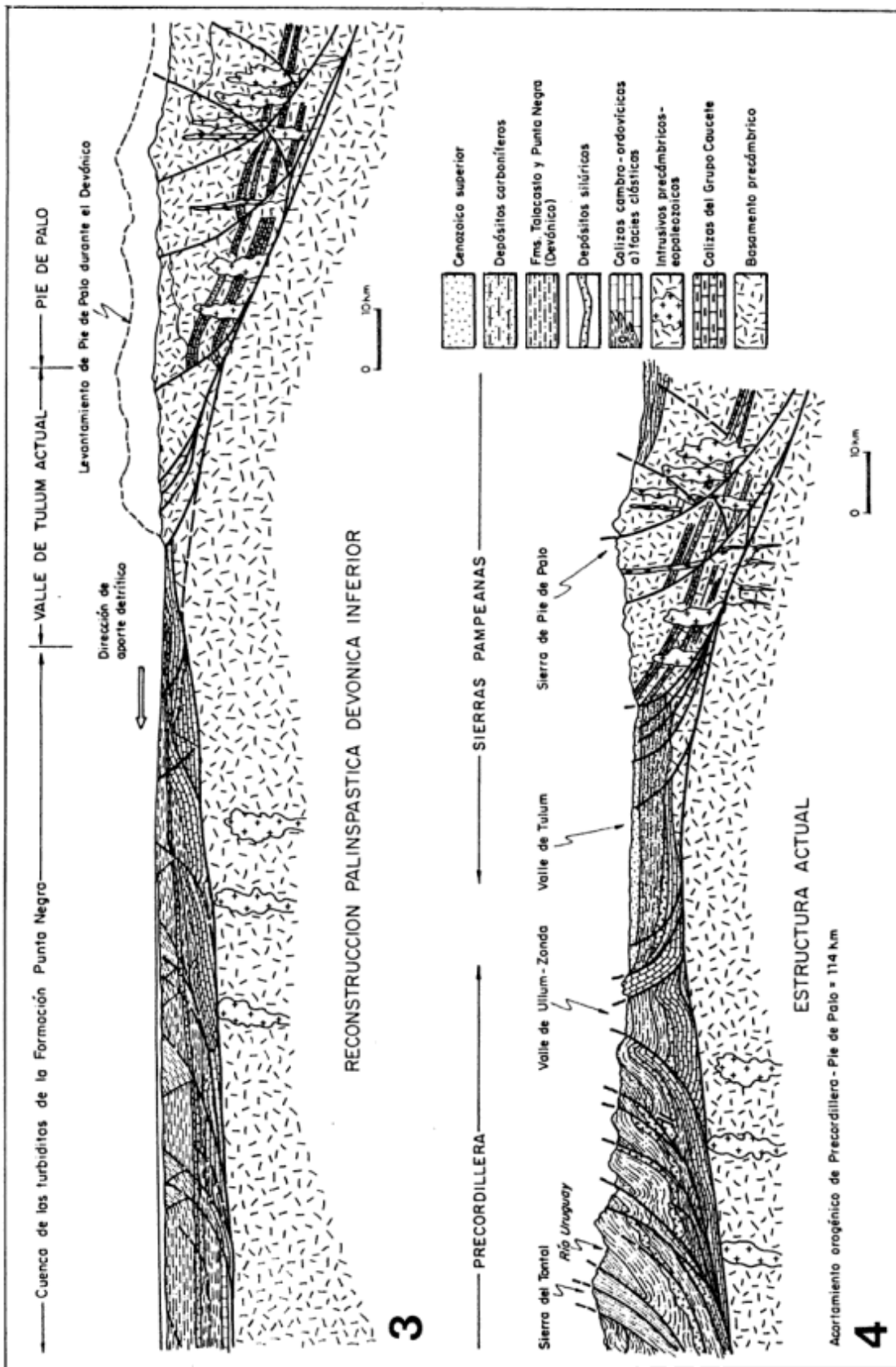
Años más tarde en 1976, se presentan nuevas secciones balanceadas del Noroeste Argentino en el Segundo Simposio de Geología Regional (Mingramm *et al.* 1979). Esta versión revisada no sería la última, dado que el Dr. Mingramm, continuamente a medida que avanzaba el conocimiento y se incrementaba la base de datos disponible, iba actualizando los detalles y la geometría de sus secciones.

Si bien las secciones del Noroeste Argentino fueron las de mayor difusión por su publicación, el Dr. Mingramm ha realizado secciones estructurales transversales al

orógeno andino desde Jujuy a Tierra del Fuego, habiendo producido prácticamente una serie completa de secciones estructurales balanceadas de los Andes en todas sus provincias geológicas.

Su preocupación por la evolución geotectónica de los Andes Centrales puede ser ejemplificada por una serie de secciones estructurales de las Cordilleras Principal y Frontal, que incluyendo la Precordillera llegan hasta las Sierras Pampeanas (Mingramm 1985). En éstas realizó 10 estadíos de reconstrucción palinspástica que comienzan con el Cámbrico y llegan hasta su estructura actual. En forma quizás muy especulativa y con una fuerte dosis de imaginación, mostró la generación de la corteza oceánica entre la Precordillera Occidental y la Cordillera Frontal, y su posterior subducción (Fig. 2); la deformación entre la Precordillera y la Sierra de Pie de Palo, entre otras estructuras. Es interesante destacar que diez años atrás la base de datos con que se contaba era muy incipiente. Sin embargo, esas secciones estructurales, realizadas con precisión y un acabado dominio de la técnica, atacaron problemas geotectónicos interesantes e inéditos en nuestro país.

Aplicando los principios básicos de la geotectónica, y



**Figuras 3 y 4:** 3. Reconstrucción palinospástica de la Precordillera y Sierra de Pie de Palo para el Devónico. Nótese el balance con el área erosionada durante el levantamiento de la sierra de Pie de Palo y la cuenca turbidítica de la Formación Punta Negra (Mingramm 1985). 4. Estructura actual de la Precordillera y Sierra de Pie de Palo con un acortamiento orogénico de 114 km (Mingramm 1985).

## REFERENCIAS

observando por ejemplo el volumen de los depósitos devónicos de la Formación Punta Negra y sus bordes de cuenca, infería que el área de aporte de esa cuenca debería ser la Sierra de Pie de Palo. No sólo esto, sino también que el volumen de rocas ascendidas y erosionadas debería ser equivalente al de los depósitos de las cuencas, previa decompactación (Fig. 3). Sus reconstrucciones palinspásticas tenían presente que el volumen de las áreas ascendidas estructuralmente, debería ser equivalente a las cuencas formadas por esos movimientos tectónicos (compárese la reconstrucción palinspástica de la Fig. 3 y la estructura actual de la Fig. 4).

En la actualidad los estudios radimétricos de  $Ar^{40}/Ar^{39}$ , los estudios de circones detríticos en la Formación Punta Negra, el cálculo de velocidades de levantamiento y acortamiento de esta sierra, corroboran las propuestas intuitivas del Dr. Mingramm. Infelizmente sus decenas de metros de secciones estructurales balanceadas, que fueron y seguirán siendo fuente de consulta para los geólogos estructurales y tectonistas trabajando en esos temas, a pesar de su amplia circulación entre especialistas, siguen siendo inéditas. Por eso vemos con beneplácito que la Academia Nacional de Ciencias haya encarado la publicación, aunque sea parcial, de estas secciones estructurales balanceadas, que de muchas regiones del país siguen siendo las únicas disponibles.

Esta oportunidad de recordar los primeros 25 años de secciones estructurales balanceadas en el país, sirvan de un modesto homenaje a la labor de casi toda una vida, de uno de nuestros mejores geólogos estructurales, recientemente fallecido.

- Allmendinger, R.W., V.A. Ramos, T.E. Jordan, M.A. Palma y B.I. Isacks, 1983. Paleogeography and Andean Structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics* 2(1):1-16, Washington.
- Argand, E. 1924. La tectonique de l'Asie. *Congress Geologique Internationale, Comptes Rendus* (1922): 171-372, Belgique.
- Bally, A.W., P.L. Gordy y G.A. Stewart, 1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of the Southern Canadian Rocky Mountains. *Canadian Petroleum Geology, Bulletin* 14(3): 337-381, Calgary.
- Dahlstrom, C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Canadian Petroleum Geology, Bulletin* 18(3): 332-406, Calgary.
- Mingramm, A. 1985. Secciones estructurales de la cuenca de Cuyo y extensión palinspástica. Escala 1:200.000. 10 secciones (inédito), Buenos Aires.
- Mingramm, A. y A. Russo, 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En A.F. Leanza (Ed.) I° Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 185-211, Córdoba.
- Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979. Sierras Subandinas. En J.C.M. Turner (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias I:95-138, Córdoba.
- Roeder, D.H. 1973. Subduction and orogeny. *Journal Geophysical Research* 78: 5005-5024, Washington.
- Roeder, D.H. 1978. Structure, kinematics, and hydrocarbon prospects of thrust and fold belts. *American Association of Petroleum Geologists, Structural Geology School*, 1-15, Vail.
- Suess, E. 1886. Über unterbrochene Gebirgsfaltung. *Sitzungsberichte Akademie der Wissenschaften* 94(1): 111-117, Wien.

Víctor A. Ramos  
 Presidente de la Comisión de Tectónica  
 Asociación Geológica Argentina

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

Augusto R. Calmels  
YPF S.A.

Amoco Argentina Oil Company  
BHP-Utah International Exploration Inc.  
Borax Argentina S.A.  
Compañía General de Combustibles S.A.  
Compañía Naviera Pérez Companc

**y la contribución de:**

H.G. Bassi  
R.L. Moreno  
E.O. Rolleri  
E.R.D. Sacco

○○○

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño  
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 29 de marzo de 1996  
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,  
Don Bosco 4053, Buenos Aires.



## INTRUCCIONES 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 del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas.

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 seis páginas de manuscrito.

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.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

### Separados

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

### Costos a pagar por el autor

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

### Autores

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

# Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 51, N° 1

## CONTENIDO

<b>Mon, R. y Hongn, F.D.</b> . Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. <i>Structure of the Proterozoic and Lower Palaeozoic basement of northern Argentina</i>	3
<b>Cobiella-Reguera, J.L.</b> . El magmatismo jurásico (Caloviano?-Oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales. <i>Jurassic (Callovian?-Oxfordian) magmatism of western Cuba: environment of formation and regional implications</i>	15
<b>Eduardo Luis Piovano</b> . Correlación de la Formación Saldán (Cretácico temprano) con otras secuencias de las Sierras Pampeanas y de las cuencas Chacoparanense y de Paraná. <i>Correlation of the Saldán Formation (Lower Cretaceous) with other sequences of the Sierras Pampeanas and of the Chacoparaná and Paraná basins</i>	29
<b>Tomezzoli, R.N.</b> Estratigrafía del Grupo Cuevo (Pérmico-Triásico Inferior) y del Grupo Tacurú (Jurásico) en las márgenes del río Bermejo (Orán, Salta y Tarija, Bolivia). <i>Stratigraphy of Cuevo Group (Permian-Lower Triassic) and Tacurú Group (Jurassic) near the Bermejo river (Orán, Salta and Tarija, Bolivia)</i>	37
<b>Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Matheos, S.D. e Iñíguez Rodríguez, A.M.</b> Petrología y geoquímica de sedimentitas silicoclásticas triásicas de la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza. <i>Petrology and geochemistry of Triassic siliciclastic sediments from the Sierra Pintada, Mendoza Province</i>	51
<b>Paseggi, E.</b> Evaluación de tres diferentes métodos de estimación de parámetros estadísticos texturales mediante análisis de funciones discriminantes. <i>Evaluation of three different methods of textural statistical parameters by means of discriminant function analysis</i>	61
<b>Acevedo, R.D.</b> Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia, Tierra del Fuego. <i>Substitutive mechanisms and factors of evolution in amphiboles from Ushuaia Hornblendite, Tierra del Fuego</i>	69
<b>Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea, L.</b> Alteración ácida-sulfática en el campo geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén. <i>Acid sulphate alteration in the Copahue geothermal field, Neuquén Province, Argentina</i>	78
Erratas	86
Discusiones	87
Nota necrológica: Julio Lage (1936-1995)	91
Comentario	92

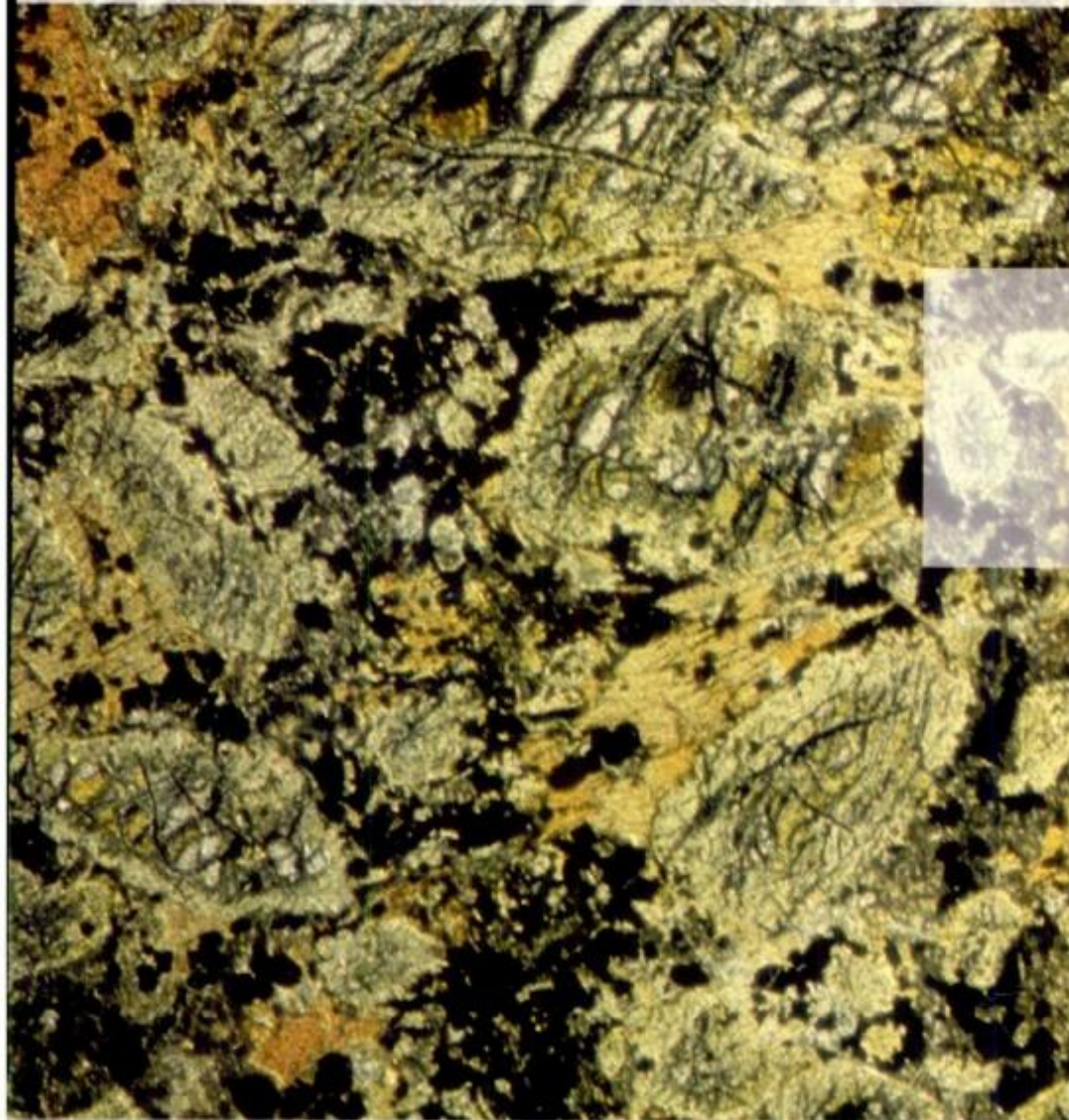
**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina  
deberá ser dirigida a:  
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina  
FAX 54-1-3253104**



# REVISTA

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Tomo 51 N° 2 1996



51 2

Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

97-192  
28 de junio de 1996

ISSN  
0004-4822

Buenos Aires  
Argentina



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

**COMISIÓN DIRECTIVA**  
**(1995-1997)**

**Presidente:** Dr. Alberto C. Riccardi.

**Vicepresidente:** Dr. José Salfity.

**Secretaria:** Lic. Pamela Alvarez.

**Tesorero:** Lic. Omar Lapido.

**Vocales titulares:** Dra. Susana Damborenea.

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.

**Directora de la Revista:** Dra. Susana Damborenea.

**Subcomisión de Publicaciones:** Dr. Eugenio Aragón.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Daniel Rubiolo.

**Delegados en el interior**

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

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

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

**Córdoba:** Dra. Zarela Herrera, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro, Av. Poeta Lugones 161, 5000 Córdoba.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Rosario:** Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Delegados Institucionales en Buenos Aires**

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

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

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

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

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

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

**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. P. Nabel, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

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

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

**Yacimientos Petrolíferos Fiscales:** Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

**Delegados en el exterior**

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

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

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

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

---

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

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

---



## Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico

Ricardo A. ASTINI<sup>1,2</sup> y Norberto E. VACCARI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

<sup>2</sup>Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, C.C. 395, 5000 Córdoba, Argentina.

**ABSTRACT.** *Geological significance of a Lower Cambrian evaporitic succession in the Precordillera.* A new Lower Cambrian unit, composed mainly of sulphate-carbonate evaporites and red, fine-grained terrigenous clastic rocks, located in the northern part of the Precordillera in La Rioja Province, is described and analyzed. Its general appearance is that of a diapiric evaporitic dome partially affected by halokinesis. Preliminary environmental analysis suggests that the Tatora Formation (*nov. form.*) represents marginal marine environments, probably related to initial rifting stages of the basin. Almost 340 m thick, the succession shows a gradual evolution from evaporite flat facies to normal salinity, mixed, siliciclastic-carbonate tidally influenced deposits. The siliciclastic-carbonate facies have a well-preserved Early Cambrian trilobite fauna. The thickness of the evaporite section suggests that it might represent a marginal gypsum wedge developed during a major sea-level fluctuation, and in which marine water bodies experienced an increase in brine salinities leading to sulphate precipitation. In terms of the geological evolution of the Precordillera this unit constitutes an important clue to support the east-west polarity of the basin. The Tatora Formation has important structural and economical implications for the region.

### Introducción

En el extremo norte de la Precordillera argentina (suroeste riojano, Fig. 1) se localiza un cuerpo sedimentario evaporítico cámbrico inferior de características inéditas para la comarca.

Esta unidad, que supera los 14 km<sup>2</sup> de superficie y es mapeable a escala 1:25.000, recibe el nombre de Formación Cerro Tatora (*nov. form.*). Su importancia es valiosa ya que, a la vez de ser un interesante yacimiento no metalífero sin dificultades de acceso, constituye el zócalo más antiguo en donde se asientan las sucesiones calcáreas cambro-ordovícicas. Desde un punto de vista evolutivo permite comprobar la existencia de un borde de cuenca para el Cámbrico Inferior reduciendo las incógnitas sobre el origen y polaridad de la cuenca. Cabe destacar que Furque (1963 y 1972) fue quien primero mencionó en esta región cambios de facies a areniscas cuarcíticas dentro de la Formación San Juan, que en aquel entonces comprendía toda la sucesión calcárea.

El Cámbrico de la Precordillera argentina ha sido caracterizado históricamente como un sistema desarrollado en continuidad con el Ordovícico y conformado en esencia por sucesiones carbonáticas asentadas sobre un basamento de naturaleza incierta (Baldis *et al.* 1982, Ramos *et al.* 1986). A grandes rasgos pueden diferenciarse, dentro del Cámbrico precordillerano, litosomas autóctonos y litosomas alóctonos; inicialmente de naturaleza autóctona y posteriormente transportados, en general por fenómenos gravitacionales, a sus lugares de yacencia actual. Las unidades que contienen a estos últimos son en diversas localidades de la Precordillera de

edad ordovícica (Astini 1991, Benedetto y Vaccari 1993, Bordonaro *et al.* 1993). De acuerdo a las evidencias disponibles serían autóctonas las unidades cámbricas aflorantes en la Precordillera Oriental (Baldis *et al.* 1982), aquéllas ubicadas en las corridas del Cerro La Chilca, La Silla y San Roque pertenecientes a los cordones septentrionales de la Precordillera Central sanjuanina (*sensu* Ortiz y Zambrano 1981) y las del extremo norte ubicadas a la latitud de la localidad de Guandacol en La Rioja (Vaccari 1990). En cambio, se reconocieron como alóctonos los litosomas cámbricos del área de San Isidro en Mendoza (Bordonaro *et al.* 1993) y los de la Precordillera Occidental (Benedetto y Vaccari 1993).

Por causas atribuidas generalmente a fenómenos de despegue estructural en los niveles calcáreos (Baldis y Chebli 1969, Allmendinger *et al.* 1990), la naturaleza del Cámbrico basal autóctono fue hasta el presente desconocida. Esta contribución tiene por objeto describir y analizar el posible significado geológico de esta nueva unidad cámbrica precordillerana.

### Definición y localidad tipo de la Formación Cerro Tatora

La Formación Cerro Tatora (*nov. form.*) se localiza en el suroeste riojano (Fig. 1) en el borde oriental de la Precordillera Septentrional en el ámbito sur de la Hoja Geológica Cerro La Bolsa (Furque 1972). La sección tipo aflora en la Quebrada del Yeso (Figs. 1 y 2),



localizada a 9 km al oeste-noroeste de la localidad de Guandacol. Los accesos al área pueden realizarse a través de la quebrada de La Angostura que la atraviesa por el extremo sur o del río Yanso por el que se accede desde el norte. Su nombre deriva del cerro Totorá (2367 m), principal accidente geográfico del área, ubicado inmediatamente al oeste de sus afloramientos (Fig. 1).

Constituye una faja de algo más de 4 km de longitud que se extiende con rumbo sursureste-nornoroeste bordeando al cerro homónimo. En su parte central (quebrada del Yeso) llega a tener 625 m de ancho aflorante. Su base no aflora, limita hacia el este (Fig. 2), en contacto tectónico, con depósitos clásticos rojos interpretados por Furque (1972) como pertenecientes a la Formación Ojo de Agua. Sin embargo, por su afinidad litológica (intercalaciones evaporíticas laminares y eolianitas), y presencia de lentes de conglomerados volcánicoclásticos de composición andesítica, estos depósitos rojos corresponderían al Terciario inferior según la reciente interpretación de Jordan *et al.* (1993). En el sector sur (quebrada de la Angostura) la unidad evaporítica limita en contacto tectónico con la Formación La Flecha (Cámbrico Superior). Por el oeste, la unidad está cubierta en aparente concordancia por depósitos carbonáticos.

Esta última sucesión es asignada al Cámbrico inferior-medio (Vaccari 1990) e interpretada por Cañas (1988) como depósitos de plataforma perimareal.

La edad más joven asignada a esta unidad es Cámbrica temprana alta basada en trilobitofaunas. La fauna está contenida en los niveles superiores en donde se intercalan depósitos terrígenos (limolítico-arcilíticos) con *grainstones* y *packstones* oolítico-oncolíticos-biolásticos.

Esta formación se correlaciona tentativamente con niveles silicoclásticos rosados y amarillentos de la Formación La Laja en la quebrada de La Flecha.

## Descripción general

La unidad presenta en general una marcada alteración superficial a menudo cubierta por costras cavernosas y chorreados de colores pardos originados por la acumulación de residuos insolubles que junto a la variable deformación interna (halokinesis *sensu* Kupfer 1974) obstaculiza el estudio litofacial. La naturaleza restringida de los afloramientos y su geometría elongada con aparentes cierres periclinales fallados al

noreste y sur permiten interpretarla como un diapiro salino, que habría sido activo durante la Orogenia Andina. Depósitos de similares características son frecuentemente mencionados en la literatura y su registro está condicionado a regiones áridas o semiáridas en donde, como en la Precordillera, a pesar de existir enmascaramientos locales por disolución y brechamiento pueden diferenciarse estructuras primarias y diagenéticas.

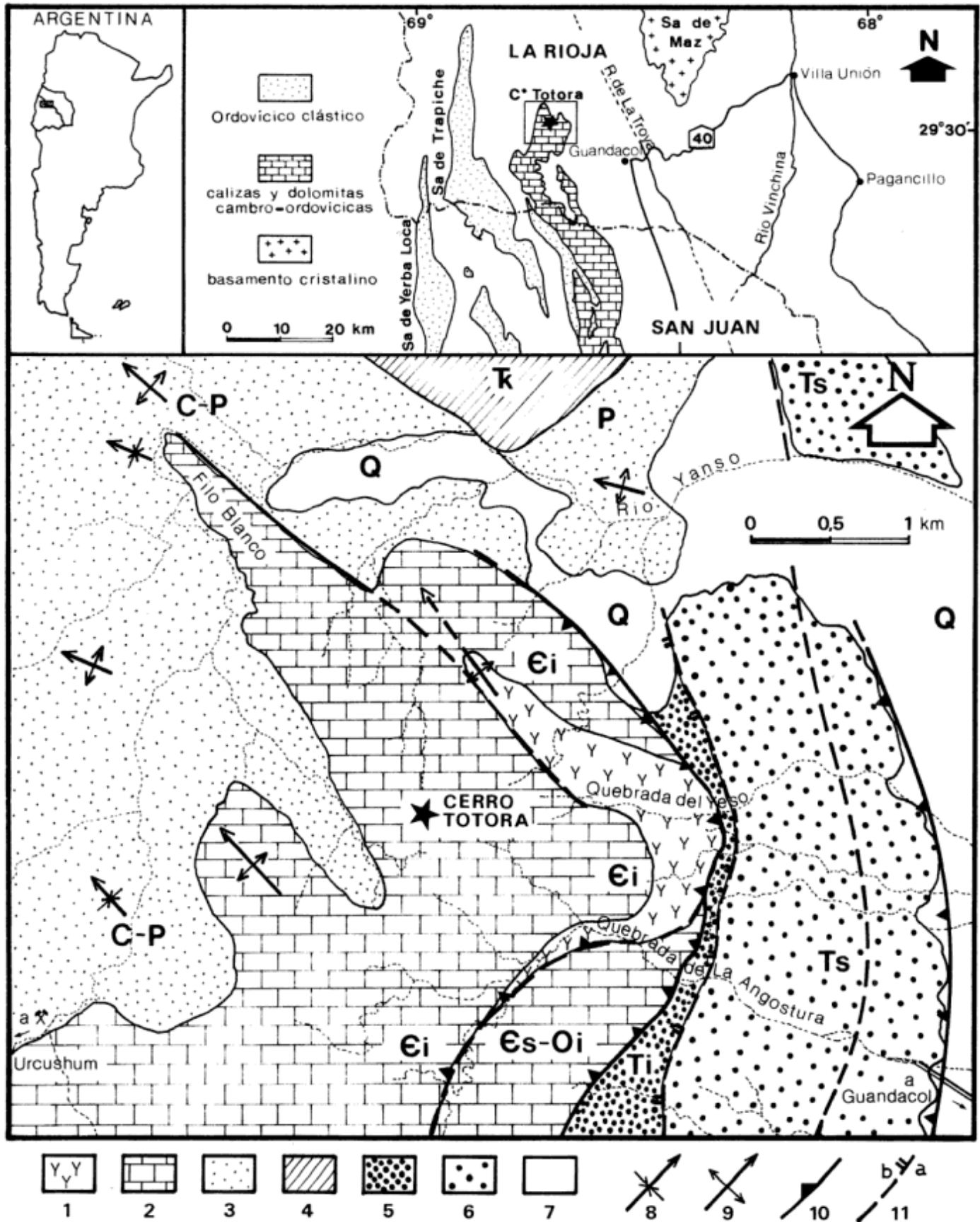
La Formación Cerro Totorá posee un espesor aproximado de 350 m pudiendo subdividirse en tres miembros (Fig. 3).

a) *Miembro inferior clástico-calcáreo*: posee 45 m de espesor y está compuesto por una intercalación de pelitas limosas y areniscas finas rojizas, generalmente laminadas, con bancos dolomíticos tabulares, de espesor variable entre 30 y 50 cm, de color blanco-amarillento laminados. La relación entre terrígenos/carbonatos varía entre 3:1 y 5:1. Se apoya en falla sobre el Terciario y es transicional al miembro medio.

b) *Miembro medio yesoso*: presenta aproximadamente 250 m de espesor y está compuesto por bancos delgados a gruesos de yeso laminado que conforman sucesiones de varios metros, intercalados con bancos calcáreos dolomitizados, grises y blanquecinos, macizos y laminados (Figs. 4a y b). Los bancos de yeso más puros poseen colores grises, mientras que en general, los colores varían entre rojo-rosado y verde-amarillento claros, dependiendo del color de las finas intercalaciones arcillosas. Los bancos con yeso nodular y macizo son escasos, aunque son frecuentes los niveles fibrosos recristalizados. La relación yeso/carbonatos oscila entre 6:1 y 10:1.

c) *Miembro superior silicoclástico* (Fig. 4c): posee 55,5 m de espesor y está compuesto por una sucesión predominantemente morada-rojiza, de arcillitas, limolitas y areniscas finas laminadas dispuestas cíclicamente con intercalaciones delgadas de margas y calizas finamente laminadas. Los ciclos oscilan entre 0,8 y 5 m de espesor, siendo la estructura más frecuente la estratificación heterolítica en sus variedades "flaser", lenticular y ondulada. En el tope de los ciclos (Fig. 4d) son comunes los niveles con grietas de desecación, trazas fósiles y cristales prismáticos de yeso intrasedimentario (Handford 1982, Warren 1982). Estos últimos habrían controlado durante la desecación parcial, por exposición subaérea, el desarrollo de las grietas poligonales (*cf.* Astin y Rogers 1991). En el tramo superior este miembro gradúa a niveles delgados de pelitas verde oliva y cuarcitas amarillentas, medianas a gruesas, con calizas amarillentas y grises (*grainstones*

**Figura 1:** Mapa de ubicación general y mapa geológico del área de afloramientos de la Formación Cerro Totorá en la Precordillera riojana. Ci: Cámbrico inferior, Cm: Cámbrico medio, Cs: Cámbrico superior, Oi: Ordovícico inferior (rocas carbonáticas), C: Carbonífero, P: Pérmico, T: Triásico (areniscas rojas y moradas), Ti: Terciario inferior (pelitas rojas con intercalaciones muy delgadas de yeso blanco y areniscas eólicas), Ts: Terciario superior (conglomerados rosados) Q: Cuaternario (depósitos aluviales modernos). 1: depósitos yesíferos, 2: calizas y dolomitas grises, 3: areniscas rojas y rosadas, 4: areniscas y conglomerados morados, 5: pelitas y areniscas rojas, 6: conglomerados inmaduros, 7: depósitos gravosos modernos, 8: sinclinal buzante, 9: anticlinal buzante, 10: corrimiento (triángulo indica bloque superior), 11: falla normal, a) labio alto, b) labio bajo.





oolíticos, oncolíticos y bioclásticos). El contacto superior es transicional con la sucesión carbonática eocámbrica descrita por Cañas (1988), compuesta por *mudstones* y *wackestones* peloidales, profusamente bioturbados y parcialmente dolomitizados, en bancos medianos a gruesos.

**Edad**

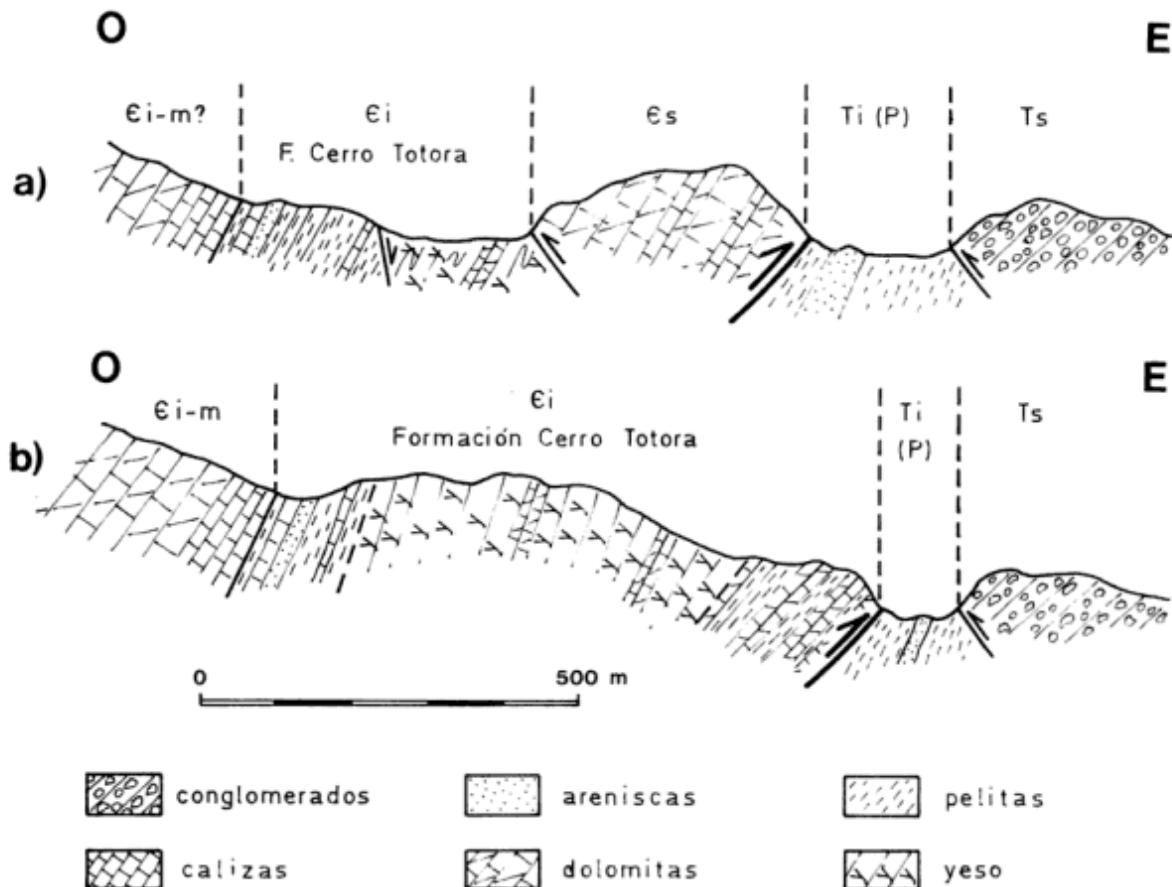
Los niveles pelíticos verde amarillentos del tope de la unidad (miembro superior) poseen una interesante fauna de trilobites compuesta exclusivamente por olenélidos. En los niveles con coquinas suprayacentes se reconocieron, además, dorypígidos, ptycopáridos y braquiópodos articulados. En una etapa preliminar se ha determinado la presencia de *Arcuolenellus megafrontalis* (Vaccari) y de *Olenellus (Olenellus) sp.* Sólo dos especies han sido referidas al género *Arcuolenellus* Palmer y Repina (1993). La especie tipo *A. arcuatus* Palmer (en Palmer y Halley 1979) es característica de la parte alta de la Biozona de *Olenellus* en California (Palmer y Repina 1993), mientras que el biocrón de la especie argentina *A. megafrontalis* es

aún desconocido con precisión debido al escaso conocimiento de la distribución de los trilobites del Cámbrico Inferior de Precordillera. Con anterioridad esta especie fue asignada a la Biozona de *Bonnia-Olenellus* (Vaccari 1990). Es importante destacar que *A. megafrontalis* también ha sido registrada en los bloques alóctonos de la Formación Los Sombreros en el río Ancaucha al noroeste de Jáchal.

**Consideraciones sedimentológicas y paleoambientales**

La diagnosis de los paleoambientes evaporíticos depende en buen grado de las facies asociadas más que de características internas que son frecuentemente alteradas por procesos diagenéticos y tectonismo posterior (Schreiber 1986, Kendall 1992). La mineralogía de las arcillas y sales asociadas, actualmente en estudio, permitirá arrojar mayor luz sobre las condiciones de sedimentación y su caracterización paleoambiental.

Algunos rasgos primarios permiten establecer una génesis relacionada con ambientes hipersalinos supramareales y de plataforma somera. El rasgo más



**Figura 2:** Perfiles geológicos esquemáticos a) Quebrada de La Angostura y b) Quebrada del Yeso (perfil tipo de la Formación Cerro Totora). Iniciales como en Fig. 1.



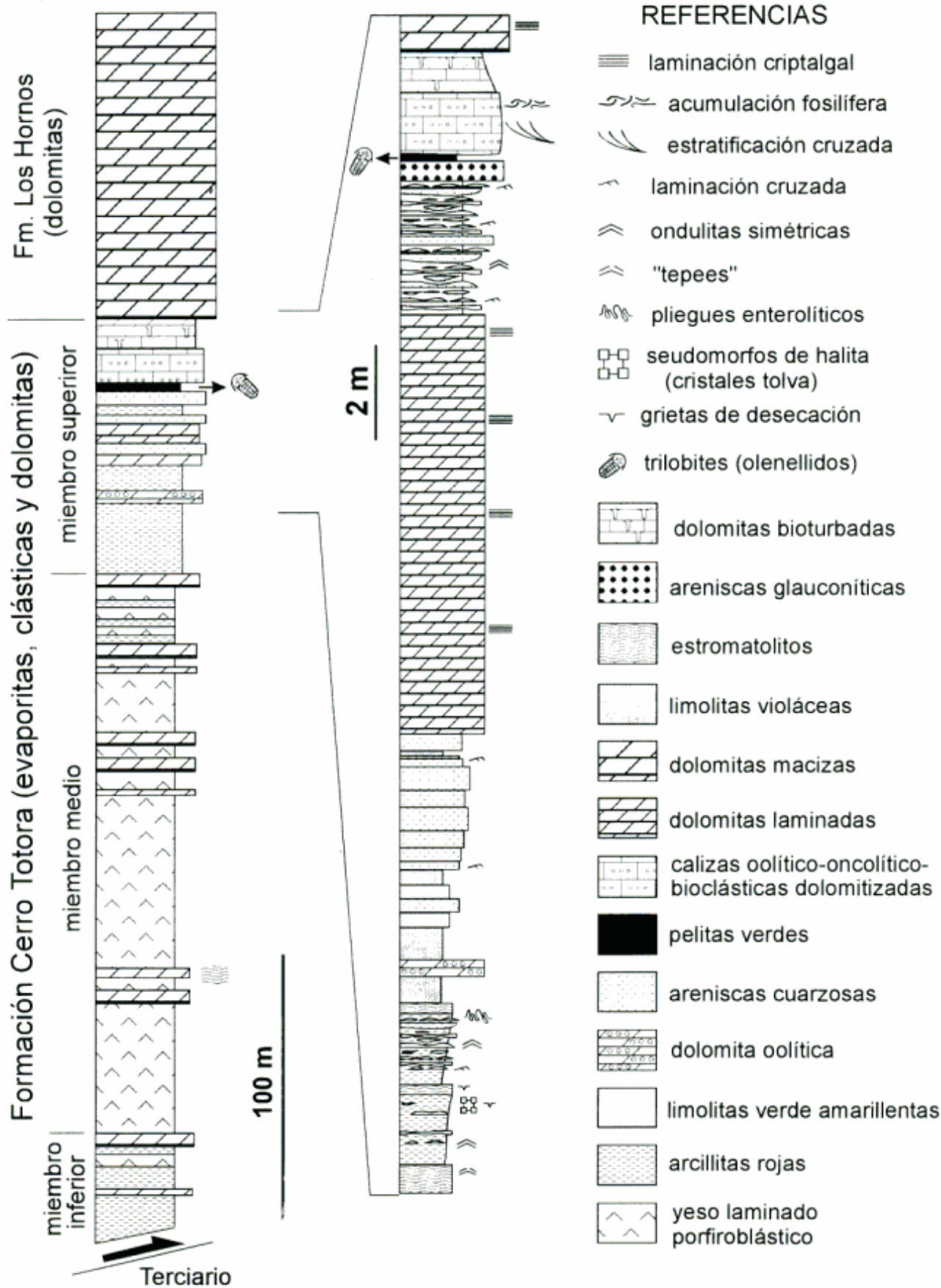


Figura 3: Columna estratigráfica generalizada de la Formación Cerro Totorá (Cámbrico inferior) en la Precordillera riojana y detalle del miembro superior.

significativo del miembro yesoso es la estratificación interna del depósito, cuyas capas varían entre milímetros y decenas de centímetros. Láminas arcillosas de colores rojos y en menor proporción verde separan las capas de yeso. Niveles concordantes de yeso cristalino con fibras aciculares dispuestas transversalmente a la estratificación son comunes en todo el miembro. Como producto de crecimiento secundario estas últimas desplazan los insolubles acumulándolos hacia los bordes. La fábrica interna de las capas de yeso es equigranular y en ocasiones con cristales maclados intercrecidos con elongación vertical y brusca o gradual disminución del tamaño de los mismos hacia los límites de las láminas, las que individualmente suelen truncarse con bajo ángulo, indicando la presencia de fenómenos erosivos. Se hallaron escasos bancos de yeso nodular (con estructuras de tipo *chicken wire*), algunos de los cuales presentan plegamientos intrafoliares el tipo enterolítico. Estas estructuras son en conjunto comunes en ambientes de planicies evaporíticas marinas marginales (*sensu* Warren 1991) y albuferas salinas someras.

La intercalación de bancos calcáreos de entre 20 y 50 cm de espesor constituye un rasgo distintivo. Se trata de calizas grises dolomitizadas y porosas y de dolomías amarillentas. Las primeras son bandeadas y están compuestas por fangos micríticos y peloidales intercalados con niveles de *grainstones* oolíticos e intraclásticos con laminación cruzada. Las dolomías son internamente macizas o están finamente laminadas, presentando intervalos con acumulación de intraclastos. Las calizas habrían sido depositadas en condiciones subáreas y de salinidad normal siendo posteriormente dolomitizadas durante la diagénesis temprana. Las calizas micríticas y peloidales representan depósitos subtidales, probablemente de albufera, mientras que los *grainstones* podrían representar depósitos de barras. La fina laminación interna de algunas dolomías recuerda a depósitos algales (laminación criptalgal) comunes en ambientes supra, inter y submareales.

La alternancia de bancos calcáreos dentro de la sucesión evaporítica indica períodos de desalinización durante el evento evaporítico que pueden vincularse con momentos de mayor conexión con aguas marinas normales (*cf.* El-Anbaawy *et al.* 1992). Estos ciclos podrían vincularse con oscilaciones relativas del nivel del mar de alta frecuencia (*cf.* Tucker 1993).

Las facies detríticas rojas presentan una marcada ciclicidad, en donde las pelitas laminadas marcan momentos de decantación alternados con facies heterolíticas típicas de retrabajo del fondo por corrientes oscilatorias o de marcadas fluctuaciones hidrodinámicas. Intercalaciones delgadas de areniscas finas con laminación paralela en la base y convoluta hacia el tope interrumpen las pelitas, pudiendo interpretarse como depósitos de eventos de mayor energía. Algunos ciclos están coronados por niveles calcáreos con abundantes laminitas y otros poseen grietas de

deseccación que indican una periódica exposición subárea. La coloración rojo-morada, las estructuras heterolíticas y las grietas de desecación indican la depositación subárea somera a subárea de estos ciclos de somerización.

La intercalación gradual de facies carbonáticas y el pasaje gradual a tonalidades verdes de las pelitas asociadas en el tope de la unidad indican una progresiva profundización. Tanto las areniscas cuarzosas como los bancos de *grainstones* indican momentos de mayor energía que alternan con las pelitas verde oliva depositadas por decantación y portadoras de faunas de trilobites con buena preservación. Asimismo, los *wackestones* y *mudstones* bioturbados que suceden transicionalmente a esta unidad, indican condiciones de progresiva tranquilidad ambiental y baja tasa de sedimentación pudiendo vincularse con una profundización o una restricción progresiva.

El desarrollo de facies mixtas silicoclásticas-carbonáticas es común en plataformas someras de gran extensión areal donde bancos oolíticos restringen el paso de los materiales detríticos provenientes del interior continental. Cuando las albuferas se desconectan parcialmente del mar su salinidad se incrementa conduciendo a la precipitación evaporítica.

Desde un punto de vista geoquímico los depósitos de yeso son los más comunes en relación con cuencas marinas restringidas donde el agua de mar necesita concentrarse 3,8 veces para lograr su precipitación (McCaffrey *et al.* 1987), siendo junto con los carbonatos de calcio los primeros en precipitar. En general las evaporitas marinas son deficientes, como en este caso, en sales muy solubles ya que se requieren concentraciones mucho más elevadas propias de cuencas cerradas (Lucia 1972).

Por su gran espesor, la Formación Cerro Totorá representa una cuña evaporítica (*cf.* Kendall 1988) desarrollada probablemente como producto de una fluctuación eustática de orden mayor (James y Kendall 1992). Esta habría sido capaz de restringir cuerpos de agua marinos transformándolos en depocentros salobres donde precipitó el yeso, o bien, de inundar extensiones neoplanizadas generando llanuras salinas.

### Significado estratigráfico y paleogeográfico

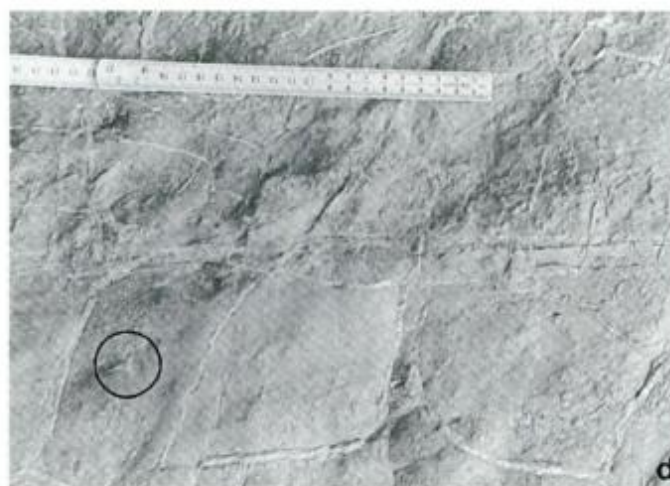
El análisis de la columna permite definir la presencia de un ciclo de hipersalinización y desalinización progresiva. Hacia el tope la sucesión evaporítica posee una clara tendencia transgresiva o de inundación progresiva, en la cual la generación de sedimentos no habría alcanzado a compensar la velocidad de ascenso del nivel del mar, produciendo en consecuencia la dilución del sistema salobre y el consiguiente pasaje a facies de salinidad normal. Un incremento sostenido del nivel relativo del mar en un margen pasivo sería el responsa-



ble de generar plataformas con albuferas limitadas por sistemas de barreras durante niveles de mar alto. Esto último podría explicar el pasaje de facies silicoclásticas del miembro superior, de neta influencia continental, a la sucesión calcárea que le sucede en transición, propia de sistemas de barreras y albuferas. Si bien las evaporitas representan una alta velocidad de agradación vertical (Schreiber 1986, Kendall 1992) y a juzgar por el espesor de la Formación Cerro Totorá, cabe pensar que el control de la sedimentación pudo haber sido ejercido por factores compatibles con la magnitud de fluctuaciones eustáticas de segundo o tercer orden (cf. Vail *et al.* 1977, Plint *et al.* 1992). La ciclicidad interna de esta sucesión indica, a su vez, que fluctuaciones de mayor frecuencia condicionaron la sedimentación. La alternancia de bancos de yeso laminado con otros netamente calcáreos indica variaciones de salinidad y

profundidad compatibles con fluctuaciones del nivel del mar de cuarto y quinto orden (Kendall 1992, Tucker 1993).

Desde un punto de vista regional esta unidad constituiría parte de la secuencia basal del ciclo sedimentario cámbrico, de naturaleza autóctono, por primera vez descrito en la Precordillera argentina. Tentativamente, podría correlacionarse con los niveles más bajos de La Formación La Laja, de naturaleza silicoclásticos, hallados por uno de los autores (N.E.V.) en la base de la sucesión cámbrica en la quebrada de La Flecha en la sierra Chica de Zonda. En esta última localidad no se hallaron evaporitas intercaladas y los depósitos detríticos contienen niveles sabulíticos cuarzosos y subfeldespáticos. Facies rojas podrían también estar presentes en el extremo occidental de la sierra de Villicum, cercanas a la escarpa de falla, aunque en esta



**Figura 4:** a) Evaporitas intercaladas con limo-arcilitas rojas de la base del miembro medio, b) Detalle de evaporitas laminadas (gris claro) intercaladas con bancos calcáreos (gris oscuro borde superior), c) Vista panorámica del miembro superior clástico en el filo que separa la quebrada del Yeso con la del río Yanso. Le subyace el miembro medio y suprayace el Cámbrico inferior-medio? carbonático. (\*: niveles fosilíferos, persona en círculo) y d) Niveles terrígenos finos con grietas de desecación rellenas con yeso pertenecientes al tramo inferior del miembro superior. Obsérvese el cristal de yeso intrasedimentario en círculo.

última localidad no tenemos un registro comprobado. La ausencia de series evaporíticas en otras localidades coetáneas puede deberse a la naturaleza areal restringida de estas facies o bien, a que no fueron involucrados por la tectónica posterior en la pared colgante de los corrimientos.

Astini (1986, 1991) destacó la presencia de clastos redondeados de areniscas rojas dentro del Conglomerado de Las Vacas de composición subfeldespática, granulometría de arenisca media y muy bien seleccionados. A la luz de este hallazgo éstos resultan correlacionables con los intercalados entre las evaporitas, particularmente en los miembros inferior y superior de la Formación Cerro Totorá. Esto fortalece la hipótesis de que durante la fase Guandacólica (Llanvirniano superior-Llandeiliano) fue precisamente el borde más oriental de la cuenca el que se deformó, constituyéndose al menos en parte del área de proveniencia de los materiales presentes en el conglomerado.

Con respecto a la polaridad de la cuenca precordillerana (véase Ramos *et al.* 1984, 1986, Dalla Salda *et al.* 1992a y 1992b, 1993, Benedetto y Astini 1993), esta unidad se suma a las numerosas evidencias sedimentológicas y estratigráficas que indican una profundización de la cuenca hacia el oeste y un ensamble cratónico hacia el presente este.

### Implicancias estructurales

Esta unidad constituye en el norte de la Precordillera parte de las sucesiones que afloran en la base de los corrimientos andinos. Desde un punto de vista estructural, por sus interesantes propiedades mecánicas, podría haber influido en el desarrollo del *foreland*. Asimismo, por constituir las sucesiones más antiguas halladas en la Precordillera y por situarse próximos a la región de convergencia entre las provincias estructurales de Precordillera y de Sierras Pampeanas (Furque 1972, Reynolds *et al.* 1990), su presencia en láminas corridas podría relacionarse con una escasa profundidad del basamento en la región de intersección entre ambos dominios estructurales. Al respecto es importante mencionar que en esta latitud la distancia entre ambos dominios se reduce considerablemente (< 10 km) y al norte de la región de Las Juntas (Reynolds *et al.* 1990) las Sierras Pampeanas de Umango y Espinal deforman las sucesiones permo-triásicas precordilleranas que las solapan.

### Importancia económica

Análisis químicos realizados sobre roca total en los bancos yesosos primarios con espesores variables entre

10 y 30 cm del miembro medio (tramo medio) arrojaron valores de 81,2 % de  $\text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , mientras que el porcentaje respectivo en la sucesión laminada, con mayores proporciones de arcilla, arrojó un valor de 42,04 % de yeso. Los niveles de yeso fibroso arrojan valores de hasta el 100 % de pureza. Por su adecuado espesor y fácil acceso, la unidad podría constituir un yacimiento económicamente redituable, y dada su proximidad con cordones calcáreos de la Formación San Juan sería interesante realizar un estudio de prefactibilidad económica para la instalación de un polo de desarrollo cementero en las cercanías de Guandacol.

### Conclusiones

Se define la Formación Cerro Totorá (*nom. nov.*) que comprende depósitos de evaporitas cámbricas inferiores y constituye parte del ciclo de sedimentación más antiguo hallado en la Precordillera. Dentro de ella se diferencian tres miembros informales asignables, respectivamente, a paleoambientes de llanura de marea mixta, plataforma submareal hipersalina y llanura intermareal a submareal con salinidad normal.

El hallazgo posee importantes implicancias paleogeográficas y estructurales. Entre ellas las más sobresalientes son que reafirma la polaridad este-oeste del desarrollo de la Precordillera y que el zócalo de basamento estaría a poca profundidad en el norte, siendo posible la protrusión de diapiros salinos durante los movimientos andinos condicionando el estilo de deformación en dicha región.

Esta unidad, expuesta en aproximadamente 14 km, podría constituir una importante fuente de yeso de valor económico, por su fácil acceso y condiciones de explotabilidad. Análisis geoquímicos y de rayos X en progreso arrojarán nuevos datos y permitirán ajustar el modelo depositacional de la unidad.

### Agradecimientos

Los autores deseamos agradecer a J.L. Benedetto la lectura crítica de una versión inicial de este trabajo. Hacemos extensivo nuestro reconocimiento a G. Simián de la Compañía Juan Minetti S.A. por su colaboración en la realización de los análisis químicos, a los geólogos de la ex Empresa Angloamericana Co. y a F. Cañas con quienes recorrimos inicialmente los afloramientos. Asimismo agradecemos a T. Jordan, J. J. Pueyo y árbitros de la revista sus valiosos comentarios. El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Consejo de Investigaciones Científicas de la Provincia de Córdoba proveyeron el apoyo económico.



## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics*, 9(4): 789-809.
- Astin, T.R. y Rogers, D.A., 1991. Subaqueous shrinkage cracks in the Devonian of Scotland reinterpreted. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 850-859.
- Astini, R.A., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol, norte de la Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de Córdoba. 68 p. (inédito).
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 851 p. (inédito).
- Baldis, B.A. y Chebli, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 47-66. Neuquén.
- Baldis, B.A., Beresi, M.S., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445. Buenos Aires.
- Benedetto, J.L. y Astini, R.A., 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Palaeozoic. Second International Symposium on Andean Geodynamics. Extended abstracts: 501-504. Oxford.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E., 1993. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques resedimentados cambro-ordovícicos de la Precordillera occidental argentina. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 305-313.
- Bordonaro, O., Beresi, M.S. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 2: 12-19. Buenos Aires.
- Cañas, F.L., 1988. Facies perimareales del Cámbrico Inferior en el área de Guandacol (La Rioja). 2° Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 46-50. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A., y Varela, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America. *Geology*, 20: 616-620.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I., Cingolani, C. y Varela, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el orógeno Famatiniano. 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 3: 358-366. Buenos Aires.
- El-Annabawy, M., Al-Aawah, M.A.H., Al-Thour, K.A. y Tucker M.E., 1992. Miocene evaporites of the Red Sea rift, Yemen Republic: sedimentology of the Salif halite. *Sedimentary Geology*, 81(1): 61-71.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 1-104. Buenos Aires.
- Furque, G., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 125: 1-69. Buenos Aires.
- Handford, C.R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental sabkha playa basin- Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-253.
- James, N.P. y A.C. Kendall, 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 265-275. Ontario.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera 30-31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Kendall, A.C., 1988. Aspects of evaporite basin stratigraphy. En: Schreiber, B.C. (Ed.): *Evaporites and hydrocarbons*. Columbia University Press, pp. 11-65. New York.
- Kendall, A.C., 1992. Evaporites. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 375-409. Ontario.
- Kupfer, D.H., 1974. Environment and intrusion of Gulf Coast salt and its probable relationship to plate tectonics. 4° Symposium on Salt. Northern Ohio Geological Society, 2: 197-213. Cleveland.
- Lucia, F.J., 1972. Recognition of evaporite carbonate shoreline sedimentation. En: Rigby, J.K. y Hamblin, W.R. (Eds.): *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 16: 160-191.
- McCaffrey, M.A., Lazar, B. y Holland, H.D., 1987. The evaporation path of sea-water and the coprecipitation of Br and K with halite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 928-937.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La Provincia Geológica de Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 59-74. San Luis.
- Palmer, A.R. y Halley, R.B., 1979. Physical stratigraphy and trilobite biostratigraphy of the Carrara Formation (Lower and Middle Cambrian) in the southern Great Basin. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1047: 1-131.
- Palmer, A.R. y Repina, L.N., 1993. Through a glass darkly: Taxonomy, phylogeny, and biostratigraphy of the Olenella. University of Kansas Paleontological Contributions, New Series, 3, 35 p.
- Plint, A.G., Eyles, N., Eyles, C.H. y R.G. Walker, 1992. Controls of sea level change. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 15-25. Ontario.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M., 1984. Chileña: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 2: 84-106.
- 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.
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E., Johnson, N.M., Damanti, J.F. y Tabbutt, K.D., 1990. Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 1607-1622.
- Schreiber, B.C. 1986. Arid shorelines and evaporites. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, pp. 189-228. Oxford.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. En: Wright, V.P. (Ed.): *Sedimentology Review*, 1. Blackwell, pp. 51-72. Oxford.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. En: Payton, C.E. (Ed.): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 63-81.

- Vaccari, N.E., 1990. Primer hallazgo de trilobites del Cámbrico Inferior en la Provincia de La Rioja (Precordillera Septentrional). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 558-561.
- Warren, J.K., 1982. The hydrological setting occurrence and significance of gypsum in Late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, 29: 609-637.
- Warren, J.K., 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporite settings: sabkhas and salinas, mudflats and salterns. En: Melvin, J.L. (Ed.): *Evaporites, Petroleum and mineral resources*. Elsevier, pp. 69-187. Amsterdam.

**Recibido:** 23 de marzo, 1994

**Aceptado:** 14 de junio, 1995

# Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro

Carlos J. CHERNICOFF y Roberto CAMINOS

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, Argentina  
Dirección Nacional del Servicio Geológico, Av. Julio A. Roca 651, piso 10, 1322 Buenos Aires, Argentina*

**ABSTRACT.** *Structure and metamorphism of the Yaminué Complex, eastern Northpatagonian Massif, Río Negro Province.* The Yaminué Complex is an assemblage of medium- to high-grade metamorphic rocks, consisting mainly of gneisses, schists and foliated leucocratic granites of Upper Proterozoic age (minimum age  $680 \pm 27$  Ma). The overall structural pattern of the Yaminué Complex originated as a result of the main phase of deformation, D1. During D1 times the complex was part of a larger, igneous and metamorphic belt trending approximately NE-SW through the study area. The direction of tectonic transport in that belt was towards the NW, both for the early-D1, folding stage, and for the late-D1, simple shearing and mylonitization. The second phase of deformation, D2, gave rise to gentle folding, which did not modify the inner structure of the complex. The calc-alkaline nature of rocks of igneous origin within the Yaminué Complex, together with the low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial ratio (0.7018) of the late-D1 granodiorites, suggest that the belt can be tentatively regarded as part of the root of a Proterozoic magmatic arc of Andean type. Nevertheless, no conclusive proof of the existence of a subduction zone parallel to this belt has been found. We consider that the Yaminué Complex could be the basement of an overlying supracrustal sequence known as the Nahuel Niyeu Formation.

## Introducción

El Complejo Yaminué (Camino 1983), compuesto principalmente por esquistos, gneises y granitoides foliados, es una de las unidades que integran el basamento cristalino precámbrico en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. El mismo aflora a unos 75 km al oeste de Valcheta, siguiendo la ruta nacional 23. Los mejores afloramientos se encuentran en ambas márgenes del curso superior del arroyo Yaminué, al norte del paraje de igual nombre, y al sur de las localidades de Ministro Ramos Mexía y Falkner (Fig. 1).

El objetivo de este trabajo es caracterizar sus rasgos litológicos y estructurales y presentar una síntesis de su evolución tectónica y metamórfica. El conocimiento de dichos rasgos permitirá a su vez contar con elementos de comparación tendientes a establecer las relaciones espaciales y/o temporales del Complejo Yaminué con otras unidades del basamento cristalino nordpatagónico, particularmente con la Formación Nahuel Niyeu y el Complejo Mina Gonzalito, que son las más cercanas geográficamente.

Recientemente ha sido presentado un resumen sobre la evolución tectónico-metamórfica y la edad del Complejo Yaminué (Camino *et al.* 1994); con más detalle, la estructura de este Complejo ha sido tratada por Chernicoff (1994).

## Marco geológico regional

En el área de estudio (Fig. 2) y región aledaña el Macizo Nordpatagónico está compuesto por:

Un basamento metamórfico-igneo de edad presilúrica integrado por dos asociaciones rocosas. La primera de ellas es el Complejo Yaminué, motivo de este trabajo, formado por metamorfitas de mediano a alto grado, principalmente esquistos, gneises y leucogranitos foliados; en menor proporción aparecen mármoles, esquistos anfibólicos y granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno), y aplitas y pegmatitas postcinemáticas. La segunda asociación, que comprende metamorfitas de menor grado y es denominada Formación Nahuel Niyeu, está formada por una secuencia metasedimentaria compuesta por metagrauvas, lutitas pizarreñas y filitas.

Sedimentitas silúrico-devónicas (Formación Sierra Grande), predominantemente ortocuarzitas y conglomerados de origen marino, que se asientan en marcada discordancia angular sobre la Formación Nahuel Niyeu.

Plutonitas gondwánicas (Complejo Plutónico Navarrete) representadas por cuerpos de tonalitas y granodioritas, cubiertas en discordancia por coladas andesíticas y mantos de ignimbritas riolíticas y dacíticas (Volcanitas Treneta) intruídas, a su vez, por leucogranitos eojurásicos (Granito Flores).

Conglomerados y areniscas neocretácicas que se apoyan discordantemente sobre las volcanitas jurásicas, y basaltos terciarios de la meseta de Somuncura.

### Litología y petrografía

La alternancia y conspicua disposición estratificada de esquistos, gneises y leucogranitos foliados da origen a un bandeamiento en escalas meso- y megascópica. Esta característica se ve acentuada por la suave a moderada inclinación de los planos de esquistosidad y foliación, que produce un relieve estructural de pendientes generalmente bajas.

En el terreno, los cuerpos de leucogranitos se distinguen por su relieve positivo (Figs. 3a y b), y en las fotografías aéreas destacan la estructura, definiendo en muchos casos los rumbos generales de la foliación-esquistosidad del Complejo (véase Fig. 4). Estos cuerpos tienen formas lenticulares y/o tabulares y miden, en general, de 5 a 15 m de potencia. Los esquistos, por su parte, determinan las posiciones más bajas en el terreno.

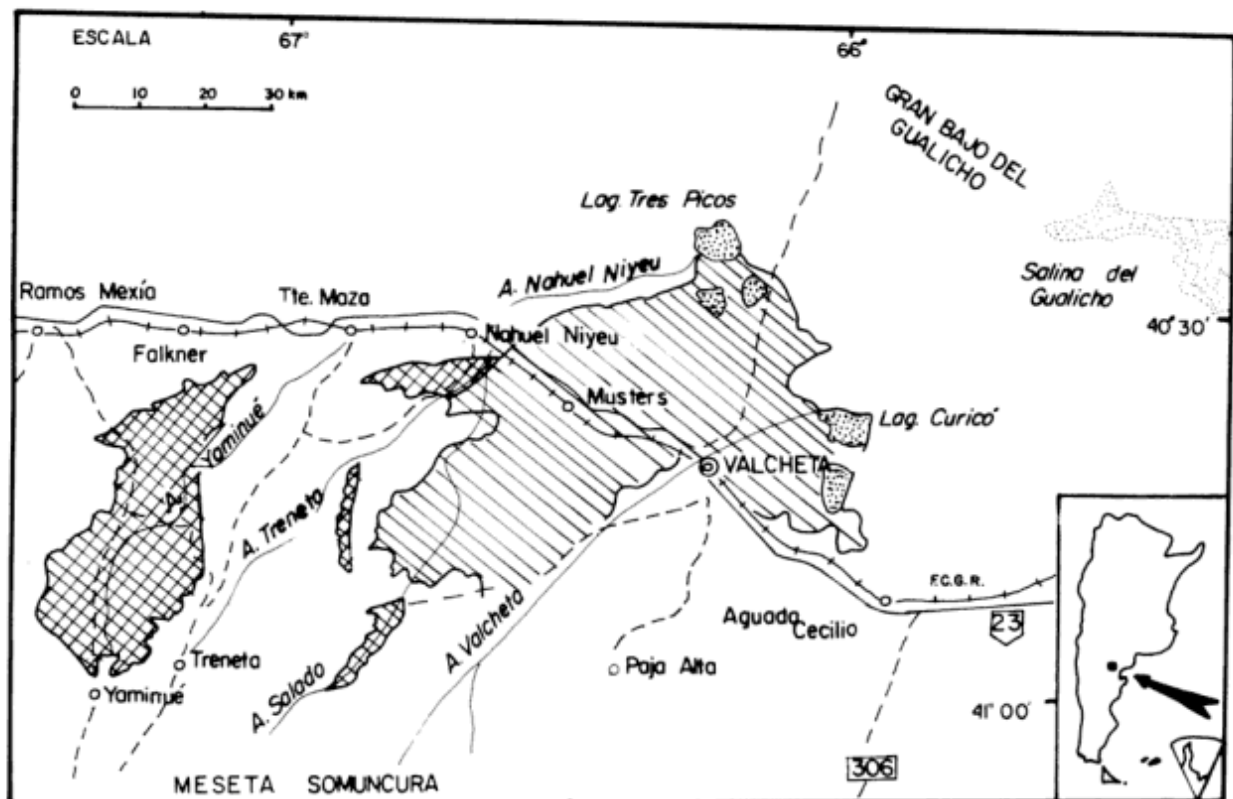
Composicional y texturalmente los tipos rocosos principales son: esquistos biotíticos, esquistos biotíticos

plagioclásicos, esquistos biotíticos plagioclásicos microclínicos, esquistos biotíticos microclínicos, gneises tonalíticos, gneises granodioríticos, gneises adamellíticos y leucogranitos foliados. Desde un punto de vista genético a estos últimos podemos denominarlos ortogneises graníticos leucocráticos.

Los esquistos biotíticos contienen pequeños cristales de plagioclasa (2-4 mm), uniformemente distribuidos, que se destacan por su color claro sobre la base oscura, cuarzo-micácea y esquistosa, que los contiene. Los esquistos biotíticos plagioclásicos afloran en camadas de 50-100 m de espesor intercalados entre los gneises tonalíticos.

Las variedades texturales de los gneises son: gneises homogéneos, gneises bandeados y gneises porfiroblásticos. Existe un pasaje gradual entre los esquistos y los gneises tonalíticos biotíticos que se produce por un aumento en la densidad y tamaño de los cristales de plagioclasa (0,5 a 1 cm); estos gneises se distinguen generalmente por su aspecto granitoideo, poco foliado.

Se observa en estos gneises, a nivel de algunos contactos con los leucogranitos emplazados sincinemáticamente, la presencia de cristales de microclino originados por feldespatización procedente de los mismos; este fenómeno implica un cierto grado de inyección y mezcla —migmatización— en esta escala.



**Figura 1:** Mapa de ubicación y vías de acceso a los afloramientos del Complejo Yaminué (cuadrículado). En rayado: Formación Nahuel Niyeu (véase texto).



Los gneises feldespaticados de este modo presentan composición adamellítica.

Las rocas premetamórficas habrían sido psammitas y pelitas, transformadas respectivamente en paragneises y esquistos. La conspicua disposición estratificada del Complejo Yaminué sería una característica heredada de la etapa premetamórfica, acentuada por un plegamiento isoclinal y la intrusión de los leucogranitos concordantes.

Estos cuerpos graníticos están compuestos por microclino fresco con maclas borrosas, plagioclasa (albita u oligoclasa) y cuarzo, frecuentemente con textura de mortero; la biotita es escasa. El color de estas rocas es rosado y su tamaño de grano es mediano con algunas diferenciaciones de tipo aplítico o aplogmatóideo. Los cristales están orientados, respondiendo al esfuerzo cizallante causante de la ortogneisificación de estas rocas.

Los diversos tipos litológicos del Complejo Yaminué presentan rasgos miloníticos singenéticos, utilizando el término "milonítico" en sentido amplio. El cizallamiento (cizalla simple) se concentró crecientemente en zonas restringidas, lo cual, texturalmente, quedó registrado por la presencia de bandas con mayor grado de milonitización —milonita y/o ultramilonita en micro- y mesoescala—

incluidas en rocas que globalmente tienen textura protomilonítica.

Los mármoles son compactos, de coloración blanquecina y grano fino a mediano, y concordantes con los esquistos y gneises. Microscópicamente presentan una textura granoblástica constituida por cristales de calcita con clivaje curvado por el efecto dinámico. Hay escasos relictos clásticos de cuarzo que presentan formas irregulares. Dispersos en el agregado de calcita hay individuos de brucita y tremolita en escasa proporción.

Los pequeños afloramientos de esquistos anfibólicos ocurren únicamente en la proximidad de los mármoles. Son rocas de coloración verdoso-grisácea, esquistosas, de grano mediano, atravesadas por numerosas venas de cuarzo. Al microscopio presentan una textura esquistosa formada por hornblenda, cuarzo, feldespato potásico y epidoto proveniente de la descomposición de la hornblenda.

Las granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno) son rocas formadas por megacristales rosados de feldespato potásico, de 2 a 4 cm de longitud, envueltos en una matriz grisácea de grano mediano. El cuerpo principal presenta partes macizas, o con muy poca foliación, y partes donde la foliación es más

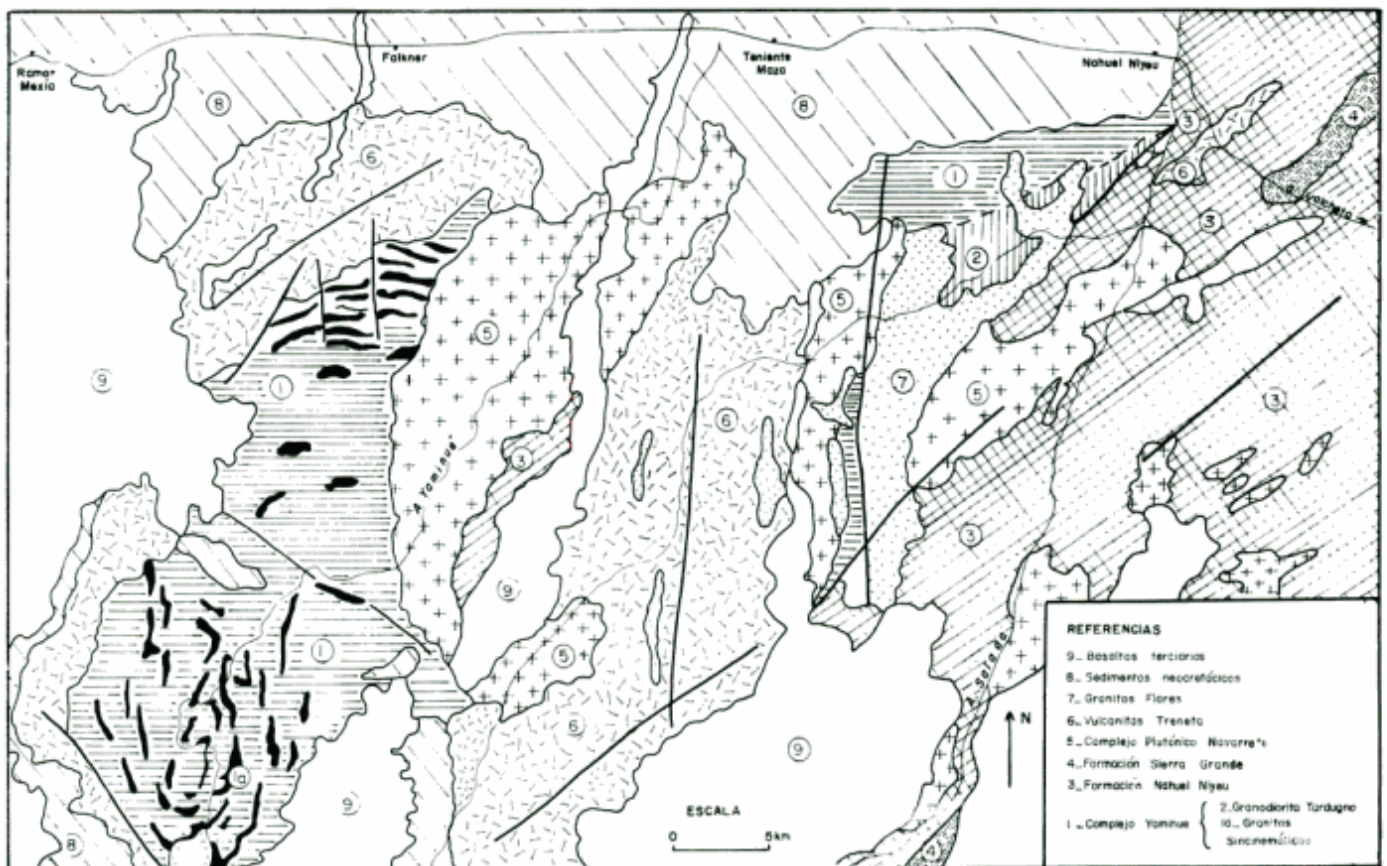


Figura 2: Mapa geológico general del área Yaminué-Nahuel Niyeu (modificado de Caminos y Llambías 1984).



acentuada, hasta zonas restringidas con foliación muy marcada. En todos los casos estas rocas presentan rasgos cataclásticos, ya que aún en los sectores más macizos, al microscopio se puede identificar una textura brechosa formada por un 20-30 % de matriz y un 70-80 % de fragmentos de trituración. En los fragmentos mayores se puede identificar la textura plutónica de la roca formada principalmente por cuarzo con extinción fragmentosa, plagioclasa y feldespato potásico en cristales fracturados, y hornblenda generalmente cloritizada. Donde la foliación es más marcada, microscópicamente se

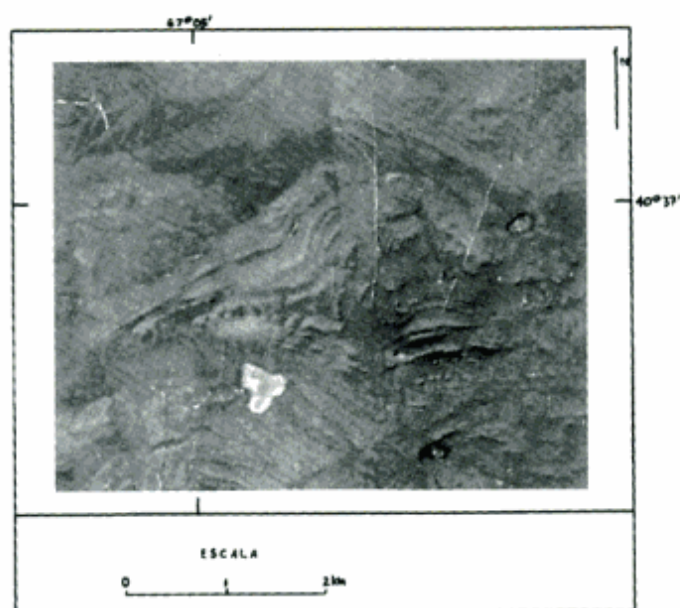
reconoce una textura milonítica, formada por un 60-70 % de fragmentos alargados de trituración y un 30-40 % de matriz. Localmente, se han observado también bandas de ultramilonita de escala centimétrica. Esta textura milonítica es consecuencia de cizallamiento, tal como queda evidenciado por el estiramiento mineral, particularmente acentuado en el cuarzo —agregados alargados de cuarzo recrystalizado—, y la rotación de cristales de feldespato.

En el único afloramiento hallado de hornblenditas, de escasas dimensiones y asomos a ras del suelo, estas rocas son de coloración verde negruzca y no presentan



**Figura 3:** **a:** Leucogranito foliado (ortogneis granítico), con fuerte partición paralela a S<sub>2</sub>; **b:** bancos de gneis biotítico-plagioclásico (relieve positivo) intercalados con esquistos; **c:** fase D1 de plegamiento, de orden decacentimétrico; **d:** fase D1 de plegamiento métrico; **e:** fase de plegamiento D1 de orden decamétrico.





**Figura 4:** Vista aérea de un sector del Complejo Yaminué en el que los leucogranitos foliados (relieve positivo) destacan la figura de interferencia originada por la superposición de las fases D1 y D2.

esquistosidad, razón por la que las consideramos postectónicas. Composicionalmente están mayoritariamente formadas por hornblenda, acompañada por plagioclasa y cierta cantidad de cuarzo.

## Estructura

El estudio estructural detallado del Complejo Yaminué (Fig. 5) ha permitido identificar la existencia de dos fases de deformación:

### Fase D1

En este evento deformativo distinguimos una etapa inicial (temprano-D1), caracterizada por la formación de un plegamiento fuertemente apretado a isoclinal — plegamiento volcado, con vergencia al noroeste— con planos axiales de baja inclinación, y una segunda etapa (tardío-D1) que se caracteriza por el cizallamiento predominante —planos de cizalla con inclinaciones bajas, hasta subhorizontales—, inicialmente distribuido de un modo uniforme en el Complejo Yaminué y tardíamente concentrado en fajas de cizallamiento localizadas; consideramos que este último fenómeno condujo a la formación de corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*).

## Fase D1 temprana

### Plegamiento

La deformación producida en esta etapa está distribuida de un modo relativamente uniforme en toda la masa rocosa, resultado de la cual es el desarrollo de una foliación penetrativa homogénea — superficie S1— determinada por la orientación preferencial de minerales. En esquistos de grano fino se ha reconocido, sólo a escala microscópica, una transposición S1 de las superficies S0, evidenciada por la cristalización de biotita, transposición no reconocida en muestras de mano ni en macroescala. En esta etapa se produjo el metamorfismo regional —grado anfibolita epidótica a anfibolita, con paragénesis mineral cuarzo-biotita-plagioclasa— y fueron intruidos los granitos leucocráticos.

Se han identificado órdenes de plegamiento D1 milimétrico a decamétrico (Figs. 3c, d y e). En las fotografías aéreas (escala 1 : 50.000) llegan a reconocerse también megapliegues D1 de hasta 3 km de amplitud y 0,5-1 km de longitud de onda (Fig. 4). Si bien la actitud original del plegamiento producido en la etapa temprano-D1 sufrió modificaciones como resultado de la deformación tardío-D1 (y en menor medida por la fase D2 de plegamiento abierto), consideramos que la inclinación predominantemente baja de los planos axiales D1 es un rasgo original.

En cuanto a la dirección axial original de estos pliegues, si bien ésta también sufrió modificaciones posteriores, una orientación aproximada de la misma puede deducirse a partir de la posición de las estructuras lineales paralelas al eje de plegamiento D1, las cuales están ubicadas, estadísticamente, en la dirección NE-SO (Fig. 7a), o sea que la orientación axial original del plegamiento D1 es aproximadamente NE-SO. La vergencia de estos pliegues, como se ha mencionado más arriba, es hacia el NO.

### Fase D1 tardía

#### Cizallamiento y milonitización

La etapa tardía de la fase D1 se caracteriza por la progresiva milonitización de los componentes litológicos del Complejo Yaminué, fenómeno asociado al creciente esfuerzo cizallante propio de este evento. El efecto progresivo de esta deformación se manifiesta primeramente y en microescala en el cuarzo, el cual es estirado y recrystalizado en bandas, evidenciando un comportamiento dúctil, mientras los feldspatos mantienen un comportamiento frágil, como lo demuestra su fracturación y rotación. Durante la etapa

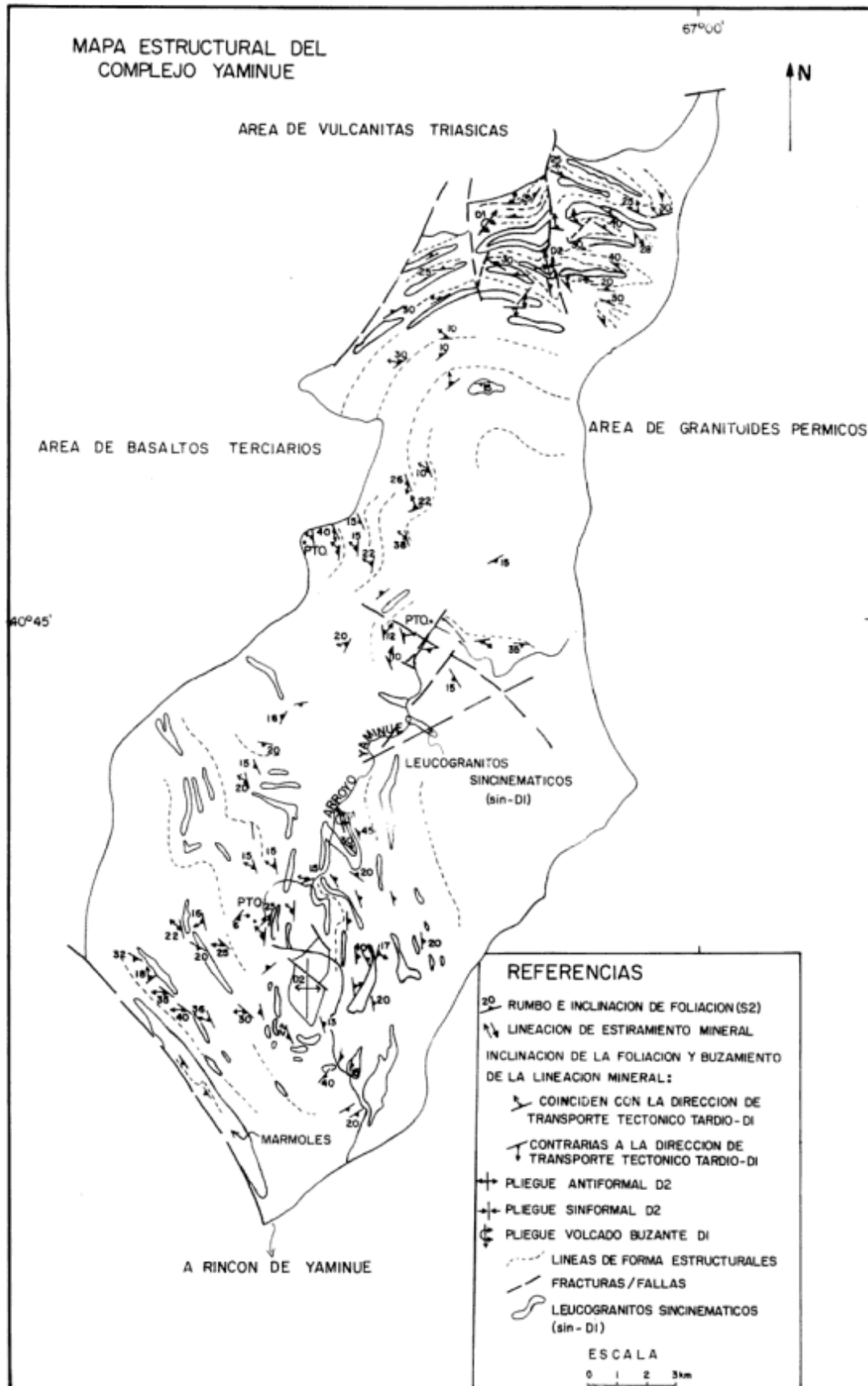


Figura 5: Mapa estructural del Complejo Yaminué (área principal o bloque occidental).

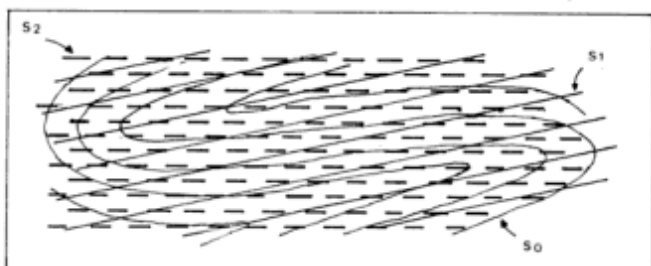


temprana del cizallamiento gran parte del Complejo Yaminué adquiere una textura protomilonítica. El aumento de la deformación cizallante lleva a la progresiva milonitización, fenómeno que si bien se extiende a todo el Complejo, tiende a concentrarse tardíamente en láminas —de espesor milimétrico a métrico— con inclinaciones bajas, hasta subhorizontales. Así, se desarrollan milonitas a partir de los gneises, esquistos y granitoides; se han encontrado también algunas delgadas capas de ultramilonita de orden decacentimétrico originadas por la concentración extrema, tardía, del cizallamiento. El fenómeno de la concentración de la deformación cizallante es, por lo tanto, reconocible en todas las escalas.

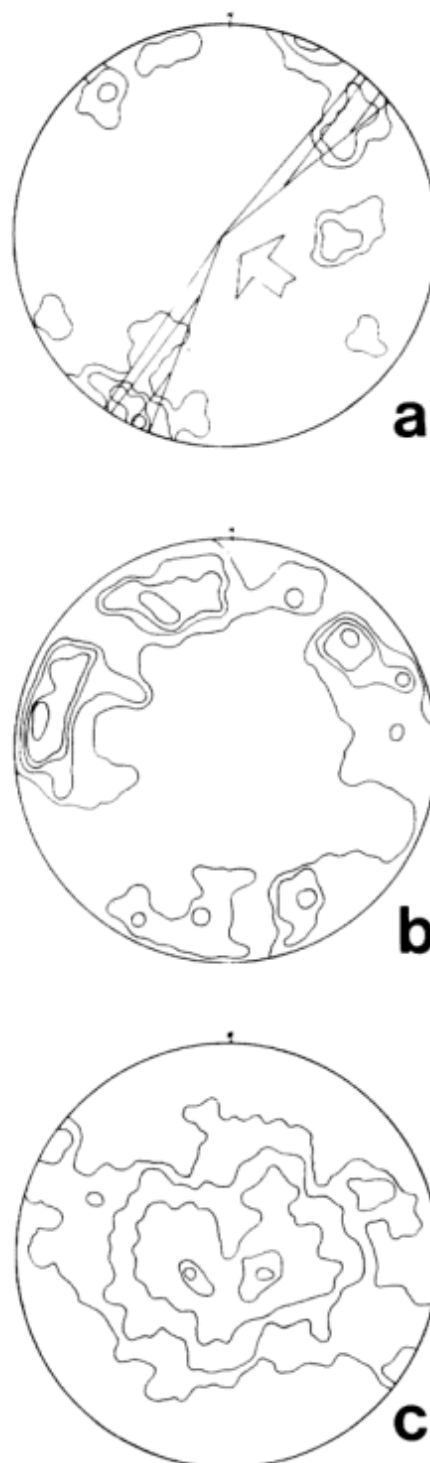
Durante la etapa tardío-D1 la superficie S1 fue transpuesta oblicuamente por el desarrollo de la superficie S2 de cizallamiento caracterizada por sus inclinaciones bajas a subhorizontales (véase Fig. 6). Esta segunda superficie representa la foliación milonítica y como tal es la estructura planar dominante del Complejo Yaminué; ésto es particularmente así en las fajas con mayor milonitización, en las que virtualmente no quedan relictos de la superficie S1, al estar gran parte del material recrystalizado dinámicamente en forma paralela a S2; fuera de las fajas con mayor milonitización, la foliación milonítica S2 también es la estructura planar dominante, si bien en micro- y mesoescala se distingue la relación S1/S2.

Se trata de un caso de "milonitas s-c" (Lister y Snoke 1984), en el que puede justificarse el uso de la terminología "s1" y "s2" para las superficies "s" y "c", respectivamente. Precisamente, en algunos casos al microscopio se identifica foliación original S1 desplazada por la superficie de cizallamiento S2 (ángulo "s/c" máximo: 30-35), relación que se reconoce más claramente en las rocas de grano fino, con mayor contenido de filosilicatos.

Consideramos que el cuerpo de granodiorita porfiroide —Granodiorita Tardugno— fue intruido en la fase D1 tardía en la que el cizallamiento estaba concentrado en fajas o zonas de carácter discreto, restringidas, a juzgar por la estructura que presenta



**Figura 6:** Esquema de la relación espacial entre las superficies S0, S1 y S2, previo a la superposición de la fase D2 de plegamiento abierto.



**Figura 7:** a: Diagrama de fábrica de las estructuras lineales paralelas a la dirección axial D1, Complejo Yaminué, 65 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 1,5, 3, 4,5 y 7,5 %; el sector rayado indica la orientación dominante de las direcciones axiales D1; la flecha indica la dirección de transporte tectónico del evento D1. b: Diagrama de fábrica de las lineaciones de estiramiento mineral sin-D1, Complejo Yaminué; 175 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 0,5, 1, 1,7, 4 y 5,5 %). c: Diagrama de fábrica de la foliación —foliación milonítica, superficie S2—, Complejo Yaminué; 336 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 0,3, 1, 7,5 y 9 %).

este cuerpo, es decir: 1) Amplias zonas con estructura maciza a poco foliada, y 2) Fajas en las que la granodiorita presenta una foliación milonítica muy marcada. Esta foliación corresponde a la superficie S2. La actitud de estas superficies se caracteriza generalmente por sus bajas inclinaciones como en el resto del Complejo Yaminué, pero también se han reconocido algunas fajas con cizallamiento antitético en las que la inclinación de la foliación milonítica es más alta. Muy localmente, se han reconocido micropliegues asimétricos originados contemporáneamente con el desarrollo de la foliación milonítica.

### Corrimientos y cobijaduras

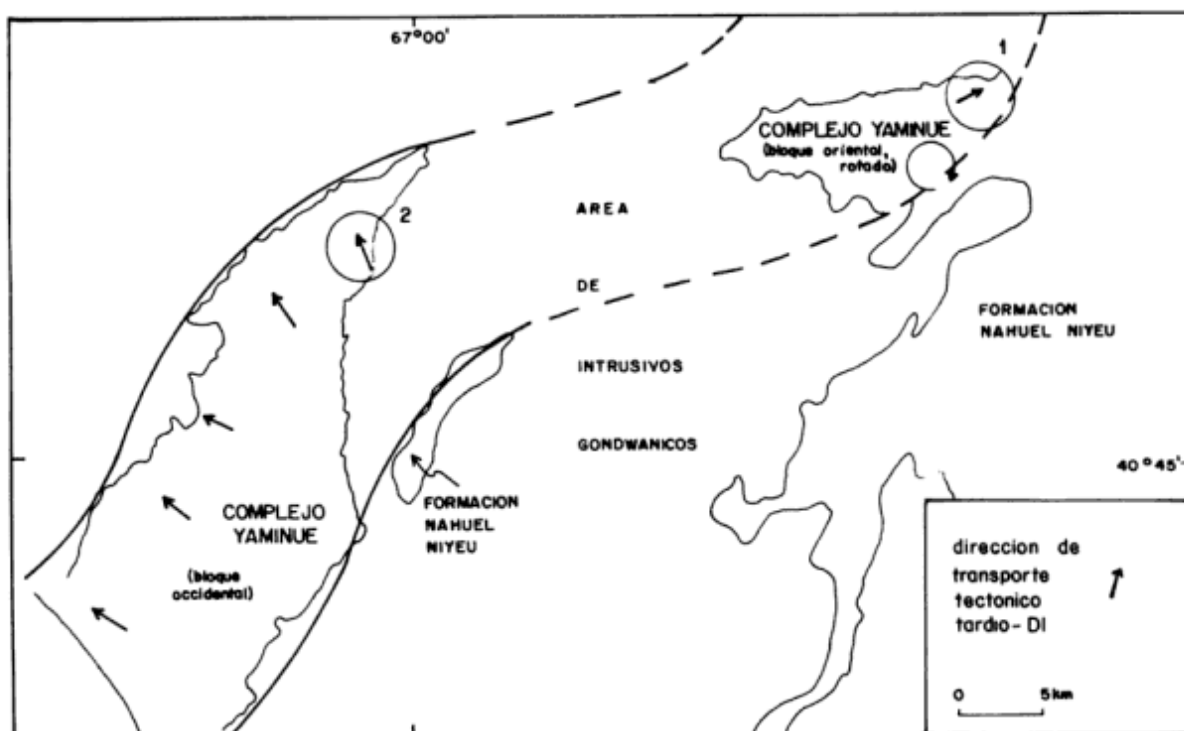
El esfuerzo dominante en la etapa culminante de la deformación D1 condujo a la formación de un sistema de corrimientos y cobijaduras, paralelas y limitadas por fajas miloníticas, aunque no todas las fajas miloníticas del Complejo Yaminué representan necesariamente límites de cobijaduras.

Si bien no puede determinarse la configuración individual precisa de las cobijaduras debido a la ocurrencia de un plegamiento superpuesto (fase D2), las lineaciones de estiramiento mineral permitieron establecer diferencias entre zonas internas de cobijaduras —con lineación incipiente— y zonas de contacto entre diferentes cobijaduras —con lineación más marcada.

La lineación mineral está dada tanto por cristales de biotita relativamente fresca como por agregados elongados, recrystalizados, de cuarzo y micas (biotita, muscovita y clorita), que en otros casos componen las colas de recrystalización de los megacristales resistentes de feldespato potásico (y plagioclasa); las colas de recrystalización también están alineadas con la dirección de estiramiento, siendo indicativas, además, del sentido local del cizallamiento. En lo que consideramos que puede corresponder a las zonas internas —árealmente más importantes— de las cobijaduras prevalece el aplastamiento y, por lo tanto, la foliación milonítica simple, sin lineación evidente, es la estructura predominante.

En la Fig. 7b se presenta el diagrama de fábrica de las lineaciones de estiramiento mineral tardío-D1.

La dirección de estiramiento mineral refleja la dirección de transporte tectónico del evento deformativo tardío-D1. Un esquema de la distribución en planta de estas estructuras está representado en la Figura 8 (véase mapeo detallado en Fig. 5 y Chernicoff 1994; mapa 2). Una inspección detallada de estas direcciones de transporte tectónico permite reconocer un rango de orientaciones que siguen un patrón regular, originado a partir de la configuración arqueada del Complejo Yaminué, visto en planta, idealizada en el esquema de la Fig. 8. Consideramos que el patrón regular (groseramente en abanico) de estas direcciones de transporte tectónico resulta de su ubicación en la zona frontal de un sistema de



**Figura 8:** Configuración estructural arqueada del Complejo Yaminué, originada contemporáneamente con la deformación D1, y esquema de la distribución espacial de las direcciones de transporte tectónico (lineaciones de estiramiento mineral) en la zona frontal del sistema de cobijaduras tardío-D1. El ángulo entre las direcciones 1 y 2 indica la magnitud aproximada de la rotación del bloque oriental.

cobijaduras, cuya zona central es esencialmente no aflorante.

La dirección promedio de transporte tectónico tardío-D1 es NO-SE y el sentido es hacia el NO. Esta observación está apoyada por la orientación predominante de las estructuras lineares paralelas a la dirección axial D1, que conservan una orientación promedio ubicada en el cuadrante NE-SO (Fig. 7a), si bien fueron parcialmente desviadas de su posición original hacia la dirección del transporte tectónico en la etapa tardía del evento D1.

El bloque oriental (véase Fig. 8) es un bloque rotado conjuntamente con una porción del basamento de bajo grado (Formación Nahuel Niyeu) denominada Bloque Railef (Chernicoff 1994). La magnitud de la rotación del bloque oriental está estimada a partir del ángulo que forman las direcciones de transporte tectónico en el mismo, dirección NE a ENE (1, en Fig. 8), con respecto a la que predomina en la parte más cercana del bloque occidental (NNO; 2 en Fig. 8). Consideramos que estas rotaciones son un fenómeno precursor del corrimiento del Complejo Yaminué sobre la Formación Nahuel Niyeu (véase más abajo), al que anteceden por escasa diferencia de tiempo.

Se considera que la configuración estructural del Complejo Yaminué fue fundamentalmente adquirida en el episodio deformativo D1, durante el cual el Complejo Yaminué formó parte de una faja metamórfica más extensa, de la cual en la zona de estudio aflora un segmento con una disposición

arqueada (Fig. 8), según se pudo reconstruir a partir del diseño de afloramientos y las estructuras D1 de deformación.

### Fase D2

Con posterioridad al evento D1 ocurrió la superposición de un plegamiento abierto D2, que no produjo modificaciones en la estructura interna del Complejo Yaminué.

Las superficies plegadas por el evento D2 son la foliación milonítica —superficie S2— y los planos de corrimiento de la fase D1 tardía. No ocurrieron durante esta fase episodios metamórficos ni se originaron estructuras planares penetrativas transpuestas a las anteriores; sólo muy localmente se ha desarrollado un clivaje de crenulación subvertical de rumbo N-S.

El eje del plegamiento D2 tiene una orientación submeridional y buzamiento subhorizontal. En la Fig. 4 puede observarse un pliegue D2 de escala kilométrica (formando una figura de interferencia con megaplegues D1; véase también Fig. 5). Se han reconocido también pliegues D2 de escala métrica.

En el diagrama de fábrica de la foliación milonítica S2 (Fig. 7c), se esboza un plano de simetría N-S que contiene un eje de la misma orientación y buzamiento subhorizontal.

En condiciones de muy baja temperatura y creciente

**Tabla 1:** Síntesis de la evolución tectónico-metamórfica del Complejo Yaminué.

		Facies metamórfica	Petrogénesis		Deformación micro-mesoscópica	Deformación megascópica
—		—	Pegmatitas y aplitas postcinemáticas	—	—	—
FASE D2		—	—	—	Localmente: clivaje de crenulación	Plegamiento suave y abierto
FASE D1	TARDÍA	Esquisto verde < 500°C	Granodioritas tardiocinemáticas (Granodiorita Tardugno)	Protomilonitas, milonitas y ultramilonitas a partir de metamorfitas y granitoides	Cizallamiento y foliación milonítica (superficie S2)	Corrimientos y cobijaduras
	TEMPRANA	Anfibolita epidótica a anfibolita 500-700°C	Leucogranitos sincinemáticos	Esquistos, gneises, mármoles	Plegamiento apretado a isoclinal, foliación penetrativa (superficie S1)	Plegamiento apretado a isoclinal, volcado a recumbente

rigidez tuvo lugar finalmente el emplazamiento de los cuerpos aplo-pegmatoideos discordantes marcando el comienzo de un régimen de distensión cortical.

A modo de resumen de las fases de deformación D1 y D2, y de sus estructuras resultantes, se presenta un cuadro esquemático (Tabla 1).

### Evolución térmica sindeformacional de la fase D1

Como hemos mencionado, la fase D1 temprana se ubica térmicamente en la facies metamórfica de anfíbolita epidótica a anfíbolita, en función de la paragénesis mineral cuarzo-biotita-plagioclasa.

A esta misma conclusión se llega analizando las texturas y estructuras del Complejo Yaminué a la luz de un estudio empírico (Gapais 1989) en el que se sugiere una relación general entre patrones estructurales e historia térmica sindeformacional de granitos sincinemáticos. Consideramos que esta relación es válida para los granitos sincinemáticos del Complejo Yaminué, y por lo tanto extendible también a sus otros componentes, debido al mínimo contraste térmico entre los granitos sincinemáticos y la roca huésped. Esta evolución térmica o paso de deformación/temperatura (enfriamiento sincinemático) ocurre con una interfase mecánica a los 500°C, que separa el campo correspondiente a la facies de anfíbolita epidótica a anfíbolita (700-500°C) del campo correspondiente a la facies de esquistos verdes (<500°C) (Fig. 9).

La facies metamórfica de mayor temperatura se caracteriza, en macroescala, por un patrón estructural homogéneo, con desarrollo de una foliación penetrativa también homogénea (superficie S1), y a escala de grano por un comportamiento dúctil de los feldespatos y la ocurrencia de procesos de difusión (migración de bordes de grano, reacciones locales que llevan a la formación de mirmequitas, etc.).

Por debajo de la transición de los 500°C el patrón estructural es heterogéneo. En microescala y fuera de las fajas de cizallamiento se desarrolla una asociación de foliación penetrativa (superficie S1) y superficies de cizallamiento (superficie S2) —en esta relación tipo "s/c" de las superficies S1/S2 predominan las superficies S2. A escala de grano en estas condiciones los feldespatos tienen un comportamiento frágil. En macroescala se desarrollan fajas de cizallamiento (dentro de estas fajas la superficie S1 es sólo relíctica).

Una vez formadas las bandas de cizallamiento y milonitización en macroescala la deformación continuó acumulándose en estas zonas restringidas hasta producirse en muchos casos, en la etapa póstuma de la fase D1, importantes discontinuidades físicas causadas por el mismo régimen de deformación progresiva,

originándose así los corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*) que caracterizan la macroestructura del Complejo Yaminué. Consideramos que la diferencia en textura y estructura de deformación entre los leucogranitos y las granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno) deriva del emplazamiento temprano-D1 de los primeros y la intrusión tardío-D1 de las segundas. En el primer caso, los leucogranitos adquirieron una foliación penetrativa (superficies S1) durante la etapa inicial, temprano-D1, de plegamiento, la que fue posteriormente transpuesta por las superficies S2 de foliación milonítica, desarrolladas también en forma penetrativa. En el segundo caso, la intrusión de las granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno) ocurrió en la etapa en la que estaba teniendo lugar una distribución de la deformación en fajas de cizallamiento discretas. Así, en algunos sectores de la Granodiorita Tardugno la temperatura se disipó más rápidamente, que es donde se desarrollaron fajas de cizallamiento y milonitización en varias escalas; en otros sectores, volumétricamente mayoritarios, la temperatura descendió más lentamente y por lo tanto se desarrollaron granodioritas macizas a poco foliadas.

### Relación con el basamento de bajo grado metamórfico

El Complejo Yaminué está en contacto con el basamento de bajo grado (Formación Nahuel Niyeu) por medio de una línea tectónica de rumbo NE-SO (Caminos 1983) que interpretamos como un corrimiento cuyo plano inclina al noroeste, siendo el desplazamiento relativo del Complejo Yaminué hacia el sudeste. La edad de este corrimiento es pre-pérmica y post-devónica, ubicándose posiblemente en el deslinde Devónico-Carbonífero.

Los estudios estructurales del Complejo Yaminué expuestos en este trabajo y los realizados en la Formación Nahuel Niyeu (Chernicoff 1994) sugieren que estas formaciones constituyen dos pisos estructurales diferentes en edad y evolución geológica. A esta conclusión hemos llegado, fundamentalmente, a partir del distinto estilo de la deformación de sendas asociaciones rocosas, como así también de su distinto grado de metamorfismo, y la marcada diferencia en la orientación y vergencia de sus estructuras de plegamiento.

La Formación Nahuel Niyeu habría constituido una secuencia supracrustal depositada, plegada y metamorfizada sobre un zócalo rígido —Complejo Yaminué— cuya historia de deformación, plutonismo sincinemático y metamorfismo consideramos que es previa a la de la Formación Nahuel Niyeu.



### Edad radimétrica del Complejo Yaminué

De acuerdo a una datación radimétrica de las granodioritas porfíroides —Granodiorita Tardugno (Chernicoff 1994; Caminos *et al.* 1994)—, la edad de las mismas es de  $680 \pm 27$  Ma. Esta edad debe ser considerada como mínima para el Complejo Yaminué, por estar basada en el análisis de la Granodiorita Tardugno, unidad tardío-cinemática de dicho Complejo.

Con respecto a la Formación Nahuel Niyeu, una datación preliminar (Linares *et al.* 1990) proporcionó una edad de  $600 \pm 25$  Ma.

Por lo tanto, estas edades radimétricas indican que, en el sector estudiado, el basamento cristalino en su conjunto es de edad proterozoica superior.

Por su parte, el Complejo Mina Gonzalito, unidad metamórfico-ígnea ubicada a unos 100 km al sudeste de la zona de estudio, proporcionó una edad de  $850 \pm 50$  Ma. (Linares *et al.*, 1990). Si de acuerdo con sus semejanzas litológicas se acepta que estos complejos son unidades correlativas, esta edad radimétrica podría ser también válida para el Complejo Yaminué. Sin embargo, los datos geológicos-estructurales obtenidos recientemente por Giacosa (1995) en el Complejo Mina Gonzalito discrepan marcadamente de aquéllos obtenidos en el Complejo Yaminué, haciendo

dudosa la mencionada correlación, al menos desde el punto de vista estructural.

### Conclusiones

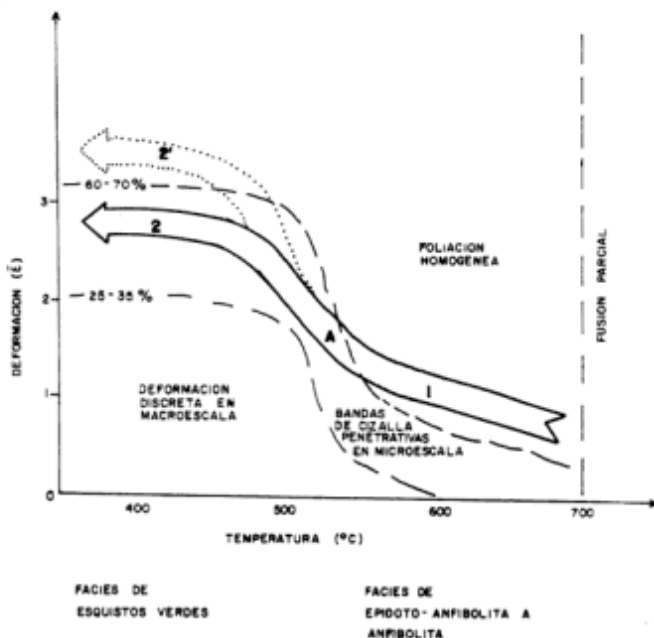
El Complejo Yaminué evolucionó tectónicamente a través de dos episodios de deformación, denominados fases D1 y D2. La fase D1, episodio tectónico principal, consta de una etapa temprana durante la cual una secuencia de psammitas y pelitas fue plegada isoclinalmente, metamorfozada en facies de anfibolita epidótica a anfibolita e intruída subconcordantemente por granitos leucocráticos. En esta etapa se generó la superficie S1.

La etapa tardía de la misma fase produjo cizallamiento progresivo en un rango de temperaturas correspondientes a la facies metamórfica de esquistos verdes: de este modo tuvo lugar la formación de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas a partir de los gneises, esquistos y leucogranitos. El cizallamiento afectó primero a toda la masa rocosa, y luego se concentró en fajas; durante este último estadio fueron intruídas granodioritas porfíroides, que muestran los efectos del cizallamiento concentrado en fajas. Los planos de cizallamiento presentan bajos ángulos de inclinación, llegando a ser subhorizontales. A esta etapa corresponde la formación de la superficie S2. Esta etapa tardía de la fase D1 culminó con la formación de corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*). La dirección de transporte tectónico fue, en promedio, hacia el NO. El Complejo Yaminué constituye probablemente la zona frontal del sistema de cobijaduras tardío-D1, en el cual las direcciones de transporte tectónico describen un diseño en abanico cuya dirección promedio es NO-SE.

La fase D2 produjo un plegamiento abierto que no modificó la estructura interna del Complejo Yaminué, y se limitó a plegar las superficies S2 y los planos de corrimiento del sistema de cobijaduras.

La configuración estructural del Complejo Yaminué fue adquirida en el episodio deformativo D1, durante el cual el Complejo llegó a formar parte de una faja metamórfico-ígnea más extensa, de la cual en la zona de estudio aflora un segmento con una disposición arqueada, que en promedio tiene una orientación NE-SO. Tentativamente, hemos definido esta faja como parte de la raíz de un arco magmático proterozoico de tipo andino (edad mínima 680 Ma). No hay evidencias suficientes que permitan asegurar que el Complejo Mina Gonzalito pertenezca a la misma faja metamórfico-ígnea que el Complejo Yaminué.

La comparación entre las estructuras del Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu indica que estas unidades evolucionaron tectónicamente de manera diferente. Consideramos que el Complejo Yaminué habría constituido un piso estructural



**Figura 9:** Principales campos estructurales definidos por curvas con igual porcentaje de fracción débil (modificado de Gapais 1989), aplicados al Complejo Yaminué. Flecha de traza continua: paso de enfriamiento sindeformativo de los leucogranitos del Complejo Yaminué (recorrido: 1 → A → 2); flecha de traza punteada: desvío —desde el salto A— hacia el campo restringido de formación de ultramilonita = 2'.

inferior sobre el que se depositó y deformó la secuencia supracrustal representada por las metamorfitas de bajo grado de la Formación Nahuel Niyeu.

### Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a E. Rossello por las consultas efectuadas sobre el tema de trabajo, queriendo también dejar constancia del trabajo de los árbitros del Comité Editorial de la Asociación Geológica Argentina que contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caminos, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. 41 pág. (Inédito).
- Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El basamento cristalino. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(2): 37-63. Buenos Aires.
- Caminos, R., Chernicoff, C.J. y Varela, R., 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento pre-andino nordpatagónico, República Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno. Simposio 1: Structural and compositional segmentation of the Andes, Proyecto IGCP No. 345, 2: 1301-1305, Concepción.
- Chernicoff, C.J., 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué-Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 165 p. (Inédito).
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 12: 1144-1147.
- Giacosa, R., 1995. Geología y petrología de las rocas precretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia. 218 p. (Inédito).
- Linares, E., Osters, H.A. y Parica, C., 1990. Edades radiométricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y Valcheta, Provincia de Río Negro, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 251-254. San Juan.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.

**Recibido:** 3 de noviembre, 1994

**Aceptado:** 8 de febrero, 1996

## Dinámica y evolución de playas de grava de la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida

Germán R. BÉRTOLA y Federico I. ISLA

Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata,  
C.C. 722, 7600 Mar del Plata, Argentina

**ABSTRACT.** *Dynamics and evolution of gravel beaches in Half Moon Island, South Shetland, Antarctica.* Much of the coast of Half Moon Island is formed of gravel beaches with different profiles and compositions. Their genesis and evolution was related to sea level fluctuations during the Holocene, modified by the present-day dynamics of winds and waves. Fossil beaches can be related to episodic phenomena which caused the accumulation of gravel at higher levels than normal. To investigate these dynamics, the transport of artificially coloured gravels on five beaches of the island was studied, alongside a continuous record of the meteorological conditions. Net gravel transport and a volumetric balance for all the island's shoreline was calculated. The annual transport of 13,200 m<sup>3</sup> of gravel is effected by waves and littoral and tidal currents, but it is also affected by differences in the degree of compactation of pavements and by the residence time of icebergs and pack ice on them. The beaches of the southern sector of the island have a lower dynamics than those of the northern sector. The movement of material around the island occurs in a clockwise direction. The presence of high beach levels can be explained not only by sea level fluctuation, but also by the effects of neotectonics, tsunamis waves caused by subaqueous slumps, glacier collapses and "jökulhauls" related to the neighbouring and active volcano of Deception Island.

### Introducción

Las playas de la isla Media Luna (archipiélago Shetland del Sur), así como la mayor parte de las costas antárticas, están compuestas por grava. Estas playas, que en algunos casos se encuentran en cotas significativamente elevadas, se han formado no sólo por olas normales en la región, sino que también están afectadas por tectonismo y por fenómenos catastróficos que en cuestión de minutos pueden generar olas de gran energía, transportando la grava a mayores altitudes que las normales.

El objetivo del estudio consistió en una comparación de la dinámica de las playas ubicadas en la isla Media Luna, evaluar el volumen de sedimento que es transportado durante el verano e inferir, en base a esos datos, sus tendencias anuales, así como la posible existencia de eventos durante el Holoceno que no se produzcan actualmente.

### Ubicación y antecedentes

La isla Media Luna (62° 36' lat. S y 59° 54' long. O; Fig. 1), como parte del archipiélago de las islas Shetland del Sur es prolongación del Arco de Scotia. Está formada por rocas plutónicas y volcánicas pre-Albianas, donde dominan gabros, tonalitas, basaltos y andesitas (Parada *et al.* 1991).

Tres paleoislas emergieron por descenso del nivel medio del mar (Camacho y Villar Fabre 1957; Araya y Hervé 1966) conformando una única isla, con 8 cordones fósiles de playa (Del Río y Teruggi 1993). Estos cordones también se observan a lo largo de otras islas del archipiélago y han sido atribuidos a cambios relativos en el nivel del mar (Adie 1964; John y Sugden 1971) y modeladas por glaciaciones Cuaternarias (Sugden y Clapperton 1977; Warnke 1970).

En relación a las playas elevadas, Adie (1963) tomó primera nota acerca de los cuatro niveles de la isla Media Luna, en tanto que en la isla James Ross, reconoció dos grupos a 21-24 y 3-9 m. Sólo el nivel más bajo sería correlacionable con las playas elevadas que reconociera Bibby (1965) en el archipiélago Shetland del Sur. López Martínez *et al.* (1992) mencionan efectos tectónicos que estarían afectando los depósitos de los últimos 6000 años indicando un ritmo de ascenso de 3-5 mm/año. Birkenmajer (1992) dató turba subfósil en 4950 ± 140 años a una altura de 65 m sobre nivel medio del mar en isla del Rey Jorge.

### Características generales

La isla Media Luna está controlada por un sistema de fallas paralelas, de dirección ENE-OSO y de edad terciaria, aunque localmente hay fallas perpendiculares a ese sistema, posiblemente más

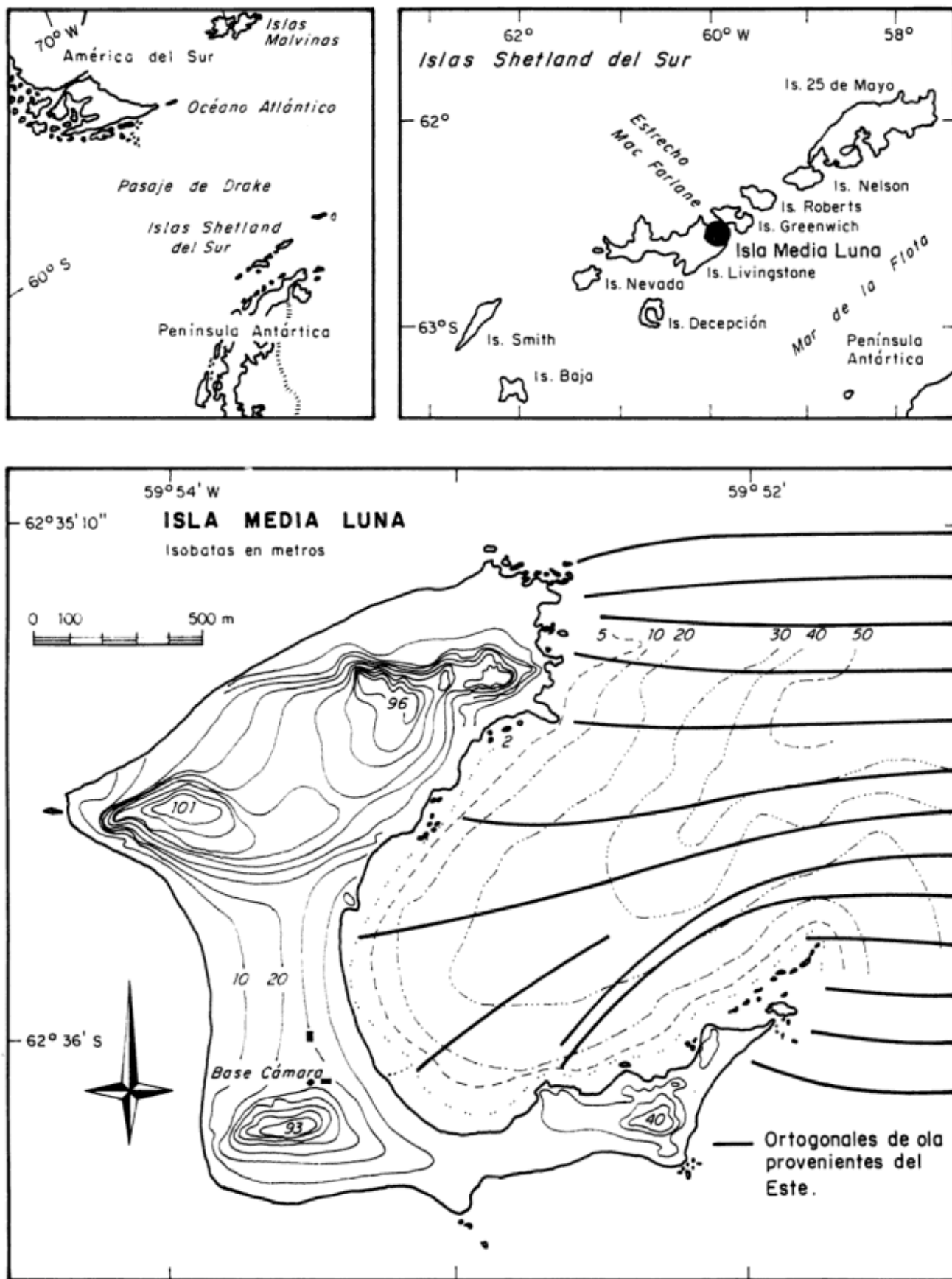


Figura 1: Mapa de ubicación (modificado de Roese *et al.* 1993)



**TABLA 1.** Alcances de las playas para vientos de diferentes cuadrantes y distancias mínimas a ventisqueros (en km).

Dirección de vientos	Prof. media	Playa Norte	Playa Sur	Playa Oeste	Playa Caleta Norte	Playa Caleta Sur
E	1000	—	∞	—	∞	∞
S	42	—	1,4	2,2	0,8	—
O	240	9	5,2	5	—	—
N	450	8	—	—	—	—
NE	460	9	—	—	—	9
SE	73	—	1,8	—	0,8	—
SO	55	—	3	5	—	—
NO	350	8	—	8	—	0,6
Distancia a ventisquero		7	1,4	5	9	9
Pendientes		13,3	6,1	7,8	14	9,3
Cota de la estación		1,23	0,95	0,86	1,4	1,11

**Referencias:** Pendientes intermareales en porcentaje. Cota de la estación de referencia, en metros sobre el nivel medio del mar.

modernas. Las diferentes pendientes, la morfología y el número de los cordones del sector central, así como la presencia de un cordón que aumenta su altura de 7 a 11 m (en 86 m de longitud), serían indicadores de una tectónica del Holoceno (Martínez *et al.* 1993).

La isla Media Luna se encuentra en un cinturón de bajas presiones semipermanentes ubicado en el pasaje Drake, por lo que el viento juega un papel preponderante generando olas con variadas direcciones. En enero, el viento posee direcciones imperantes E-O, con velocidades que oscilan entre 5 y 15 m/s.

Los primeros estudios de corrientes del archipiélago detectaron movimientos con rumbo NE en el Mar de la Flota (Bransfield Strait) y al SO en el Pasaje Drake (Clowes 1934). Recientemente, se ha detectado una corriente media dominante que entra desde el Mar de la Flota y genera una circulación anticiclónica alrededor de la isla Media Luna (Roese *et al.* 1991).

El régimen de mareas es semidiurno con variaciones diurnas y rango micromareal. Las corrientes de marea asociada, en Caleta Menguante tienen rumbo S a SSO en creciente y NE en bajante, con velocidades medias que varían entre 2,9 a 4,6 cm/s para períodos semidiurnos y diurnos, respectivamente. En la bahía Luna el flujo es con rumbo S y el reflujo es al NO, con velocidades máximas de 26 cm/s.

Del análisis de cartas náuticas de la zona (SHIN-138) y los efectos de las islas vecinas (Livingston y Greenwich) se obtiene que el alcance (*fetch*) para las olas que llegan a las diferentes playas de la isla Media Luna es sumamente variable (Tabla 1). Estas condiciones generan olas medias en mar abierto con una altura y período de 1 m y 4 segundos desde el ENE, de 3 m y 8 segundos desde el E, y 0,8 m desde el oeste (Roese *et al.* 1993).

El litoral de la isla Media Luna (Fig. 4) está formado por playas de grava y afloramientos rocosos. En las playas norte y sur de caleta Menguante (caleta Norte y caleta Sur) y la playa del sur de la isla (playa Sur) se presentan estructuras en mosaico (Araya y Hervé

1966) formados por bloques de 0,3 a 0,8 m. Su formación está vinculada a la acción de témpanos que llegan a la costa en verano y generan un aplastamiento de los clastos y por el peso de la plancha (*pack*) de hielo en invierno. En estas playas dominan los clastos discoidales denotando una acción marina que origina esta forma o la selecciona segregando clastos discoidales.

En la caleta Menguante también se observan cuspiditos de entre 5 y 11 m de longitud de onda, con clastos mayores en el sur (-8,2 a -9,2 phi) que en el norte (-4,6 a -0,25 phi).

En las playas de bahía Luna, el rasgo notable es la presencia de un berma de tormentas escarpado con un desnivel de 0,5 m de altura (cuando la zona posee hielo puede ser mucho mayor). También en esta playa Oeste se dan pavimentos de pefitas, predominantemente equidimensionales, que pueden alcanzar más de 1 m de diámetro.

También en islas aledañas, se observa la presencia de espigas y tómbolos no canibalizados (Del Río y Teruggi 1992), que indicarían rápidos descensos relativos del nivel del mar o un continuo aporte de pefitas.

## Metodología

Cinco playas de la isla Media Luna fueron relevadas mediante teodolito, en las que se muestrearon los clastos incluidos en estaciones de control de cuatro metros cuadrados en la zona intermareal. Estas playas fueron elegidas por su orientación respecto a vientos y oleajes dominantes (Tabla 1).

De cada estación se extrajeron 30 clastos pefíticos (150 en total) a los que se determinaron sus parámetros morfométricos con calibre siguiendo la metodología propuesta por Zingg (1935). Estos datos se trataron estadísticamente según las fórmulas de la Tabla 2.

**Tabla 2:** Fórmulas estadísticas analizadas.

Valores	Fórmula	sensu
Tamaño aritmético medio (TAM)	$(a+b+c) / 3$	
Tamaño geométrico medio (TGM)	$\sqrt[3]{(a \times b \times c)}$	Flemming (1964); Komar y Reimers (1978)
Cociente entre ejes	$b/a, c/b$ y $c/a$	
Circularidad (CI)	$\sqrt{(b/a)}$	
Esfericidad (E)	$(b/a)^2 \times (c/b)$	
Platidad (P)	$(a+b) / 2 \times c$	Cailleux (1945)
Redondez (R)	$\sqrt[3]{[(b/a)^2 \times (c/b)]}$	Krumbein (1941)
Índice oblado-cilíndrico (O-P)	$(10 \times [(a-b)/(a-c)] - 0,5) / (c/a)$	Dobkins y Folk (1970)

Posteriormente, los clastos fueron pintados con pintura fluorescente y dispuestos en las respectivas estaciones. Cada dos días se cotejó el transporte de los mismos respecto a la estación de referencia ante la acción del oleaje y efecto de témpanos que ocasionalmente se asentaban en la playa, midiéndose el desplazamiento de aquéllos que se movieron fuera de ella. El período de relevado fue desde el 4/1/93 al 4/2/93.

En la playa Oeste se realizó un estudio de detalle, coloreando con pintura gravas finas de 2 cm de eje mayor promedio y colocándolos en un cuadrado de un metro de lado (vecino a la estación de control) y a una cota de 1,1 m s.n.m. (Fig. 2). Todas las estaciones fueron referidas altimétricamente al plano de reducción que pasa a 1,22 m debajo del nivel medio del mar.

Al mismo tiempo, se realizó un procesamiento estadístico de los datos meteorológicos, medidos a 21 m s.n.m. y referidos posteriormente al nivel del mar. Dirección y velocidad del viento fueron tomados cada 3 horas entre el 23/12/92 y 6/2/93.

## Resultados

### Las playas elevadas antárticas

La presencia de playas elevadas en Antártida normalmente ha sido atribuida a fluctuaciones glacioeustáticas que caracterizan al Hemisferio Sur (Isla 1989), aunque las alturas superan las cotas de otros sectores de este Hemisferio (Adie 1964; John y Sugden 1973).

En la isla Media Luna los sistemas de playas han dado origen a tómbolos producidos por efectos de refracción y difracción inducidos por afloramientos de plutonitas y glaciares (Martínez y Massone, 1995). Estas playas elevadas se asocian en tres sistemas de cordones de grava a alturas de 14-18, 6-8 y 2-4 m s.n.m. El primer sistema correspondería a un nivel estable

(*stillstand*) de 9000 años, mientras que los otros dos corresponderían a niveles estables durante los siglos XIII y XVIII (Sugden y John 1973; Clapperton y Sugden 1989). De todos modos, estos últimos cordones no serían del todo fósiles, ya que pueden ser afectados por tormentas (Martínez y Massone, 1995).

Bjork *et al.* (1990) llamaron la atención acerca del significado de las playas elevadas en la generalizada cota de + 20 m, cuya frescura de sedimentos indicaría una edad holocena. Recientemente se han incorporado nuevas argumentaciones para elevaciones difíciles de explicar, algunas de las cuales se detallan a continuación.

### Deslizamientos subácueos

En la costa escocesa, depósitos excesivamente elevados y datados en 7000 años se han explicado como originados por tsunamis inducidos por deslizamientos subácueos (Dawson *et al.* 1988; Long *et al.* 1989). Con posterioridad, se reconocieron depósitos de similar edad y altura en Alesund (Svendsen y Mangerud 1990) e Islandia (Hansom y Briggs 1991). Modelos de simulación de deslizamientos en el talud continental de la cuenca de Noruega (denominados deslizamientos



**Figura 2:** Gravas finas pintadas en playa Oeste. Se observa las estructuras en guirnalda.



de Storegga) corroboraron las propuestas geológicas (Harbitz 1992). La evolución cuaternaria de la Antártida no puede descartar que sobreacumulaciones de detritos por aportes glaciares que pudieran haber causado deslizamientos de similares características a las propuestas para la cuenca de Noruega.

Sugden y Clapperton (1977) admitieron que durante la Glaciación Wisconsin, tanto desde las islas Shetland del Sur como desde la península San Martín, los glaciares llegaban hasta cotas de 200 m por debajo del nivel medio del mar actual. Como el estrecho de Bransfield estaba mayormente ocupado por plataformas de hielo flotantes, se supone un significativo aporte de sedimentos hasta profundidades de 1830 m.

#### Colapsos de frente de hielo

De un modo similar, la caída de bloques de hielo de los ventisqueros genera olas catastróficas que localmente resultan un fenómeno normal durante los veranos antárticos. Hoy día los ventisqueros alcanzan alturas de hasta 40 m. Las islas Shetland del Sur habrían estado sujetas a eventos mayores durante la deglaciación a través de olas generadas por los ventisqueros que descienden de la península Antártica. Se han realizado aproximaciones para calcular las olas catastróficas que no sólo tienen en cuenta las dimensiones de los bloques caídos sino también las densidades de los mismos (Slingerland y Voight 1982).

Este fenómeno ha sido descrito para lagos glaciares de Alaska y Noruega. En el lago glacial Briksdal (Noruega), estas olas originadas por colapso provocan durante unos minutos un considerable aumento del nivel del lago en la playa opuesta (Duck y Mc Manus 1981). Se ha propuesto que el retrolavado (*backwash*)

correspondiente a la primera ola de colapso glaciario erosiona la playa de sedimentos finos. La siguiente ola redistribuye el sedimento remanente para formar dorsales incipientes que madurarán y migrarán durante las olas subsiguientes (Duck y Mc Manus 1981).

En la isla Media Luna, la formación de playas elevadas respecto a los niveles atribuibles a olas y tormentas dependerá de las distancias a los ventisqueros (Tabla 1) y por lo tanto explicaría que playas con distinta orientación tengan distinta altura de bermas.

#### "Jökulhaupls"

Los "jökulhaupls" son derretimientos catastróficos originados por el súbito drenaje de lagos bloqueados por hielo, o por actividad geotermal o erupciones volcánicas subglaciales (Maizels 1989 y 1993). Han sido originalmente descritos para Islandia pero también han sido mencionados para explicar repetidas inundaciones del lago Missoula, Idaho y Washington (Waite 1984). Del mismo modo, estos fenómenos han sido mencionados para isla Decepción, distante sólo 50 km al SO de isla Media Luna. La erupción de 1969 tuvo estas características y se supone que hubo otro fenómeno similar anteriormente (Roobol 1973). La isla Decepción entró en erupción repetidas veces, las documentadas son 1842, 1912-1917, 1929, 1967, 1969, 1970 (Orheim 1971; Roobol 1973; Baker *et al.* 1975; Criado *et al.* 1992). Existen evidencias de que este volcán también ha tenido gran actividad durante el Holoceno. Estos derretimientos súbitos podrían bastar para producir olas catastróficas capaces de afectar episódica y localmente las playas del archipiélago Shetland del Sur.



**Figura 3:** Cerros Xenia y Gabriel. Punta Alta (isla Livingston) sobre el extremo superior izquierdo. Localización de caleta Norte (CN) y playa Oeste (PW). Se observan los cordones fósiles de 18-14, 8-6 y 4-2 metros.

Playa actual

a- Morfosedimentología

Las denominadas caleta Norte (CN) y caleta Sur (CS), ubicadas dentro de la bahía Menguante, poseen influencias similares en relación al viento ya que ambas están abiertas hacia el E y NE (Fig. 4 y Tabla 2). Los perfiles morfológicos de estas playas ya fueron publicados anteriormente (Roese *et al.* 1993).

La playa caleta Norte posee una pendiente de 14 %. La estación estaba ubicada a una cota de 1,4 m s.n.m. y se caracterizaba por poseer clastos de tamaño guijón (promedio). Los mismos eran mayormente discoidales y cilíndricos, su esfericidad la más baja de las playas relevadas, así como su circularidad, redondez y cocientes b/a y c/a (Fig. 3).

La playa caleta Sur tiene una pendiente de 9,3 %. La estación estaba ubicada sobre un suelo en mosaico a

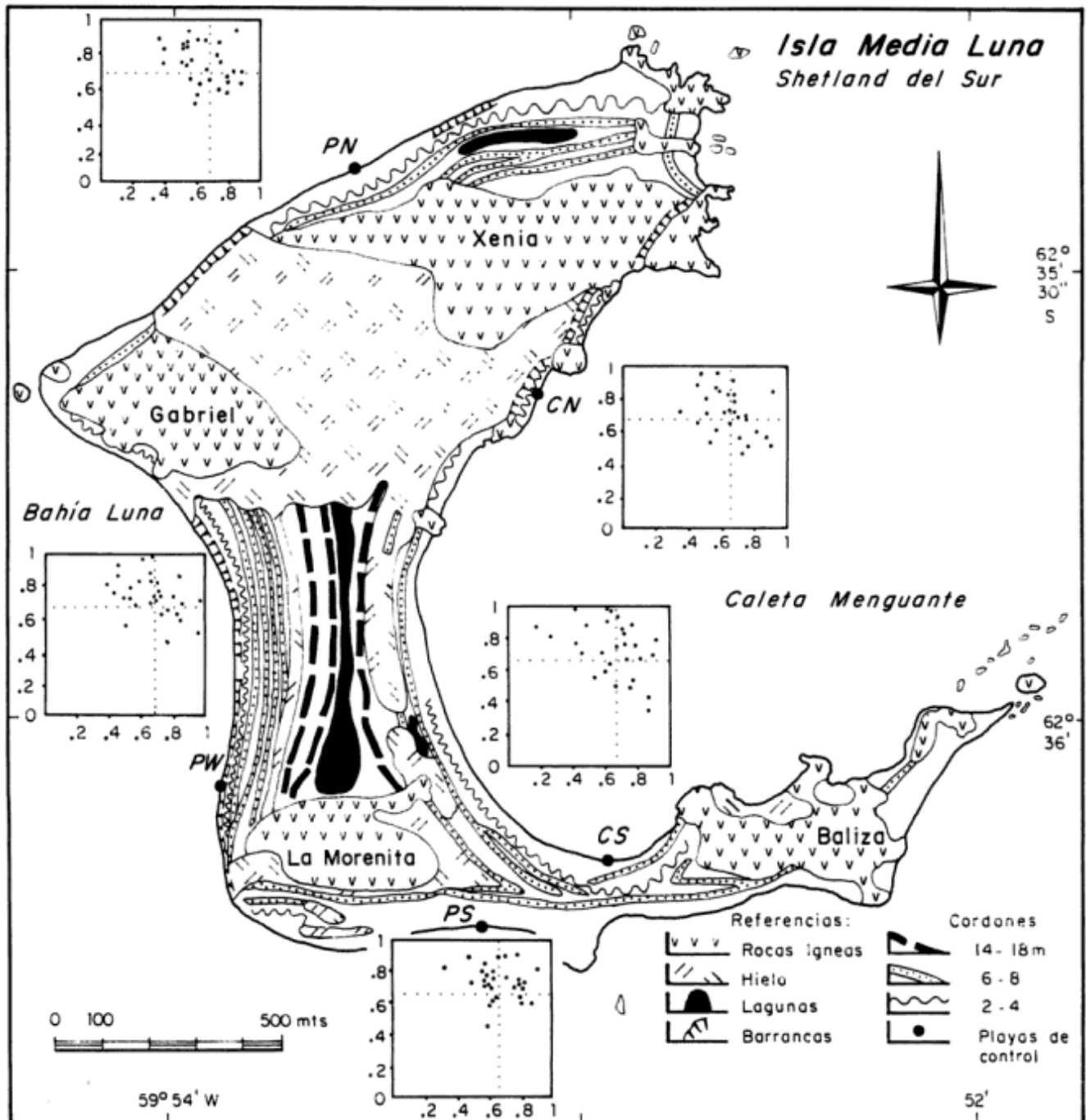


Figura 4: Mapa geomorfológico de la isla y diagramas de Zingg de cada playa (modificado de Martínez y Massone, 1995)





**Figura 5:** Vista hacia el sur con los cerros Baliza y La Morenita. Al fondo isla Livingston. Localización de playa Oeste (PW) y caleta Sur (CS).

una cota de 1,11 m s.n.m. Los clastos, de tamaño guijón, eran mayormente discoidales y equidimensionales (Fig. 4), poseían el mayor valor de planitud de las playas relevadas. Aquí los clastos eran en promedio mayores que los de otras playas, con eje mayor superior a los 0,15 m, por lo que el TAM y el TGM son los mayores encontrados.

La playa Sur (PS), abierta a los vientos del sur, poseía una pendiente de 6,1 %. La estación estaba ubicada sobre un suelo en mosaico a una cota de 0,95 m s.n.m. Los clastos, de tamaño guijón eran principalmente discoidales y equidimensionales (Fig. 4), aunque comparativamente poseía la mayor proporción de clastos laminares de las playas evaluadas. Sus cocientes  $c/b$  y  $c/a$  fueron los mayores estudiados, así como su índice O-P, y un bajo valor de planitud.

La playa Oeste (PW), ubicada en la bahía Luna y abierta a los vientos del O y SO (Fig. 5), presentaba una superficie en mosaico con una pendiente de 7,8 %. La estación estaba ubicada a una cota de 0,86 m s.n.m. Los guijones eran principalmente discoidales y equidimensionales y presentaba en promedio la menor cantidad de clastos laminares de las playas estudiadas (Fig. 4). Poseían un alto valor en los cocientes  $c/b$  y  $c/a$ , y un bajo valor de planitud.

La playa Norte (PN) estaba influenciada por los vientos y olas del O, NO y N. Tenía una pendiente de 13,3 % y la estación estaba ubicada a 1,23 m s.n.m. Los clastos de tamaño guijarro fueron los más pequeños de las playas relevadas por lo que sus valores de  $c/b$ , son bajos. Su índice O-P es negativo (Tabla 2). Sus clastos eran principalmente discoidales y equidimensionales no poseyendo ninguno cilíndrico (Fig. 4). Sus cocientes  $b/a$  y  $c/a$  fueron los mayores, así como circularidad, esfericidad y redondez (Fig. 6).

#### b- Transporte

En base a los datos de vientos registrados, se observó que su distribución estuvo polarizada según una

bidireccionalidad este y oeste (Fig. 7). Las mayores frecuencias se dieron desde el oeste (42 %), así como las mayores intensidades medias (9,5 m/s). Las frecuencias del este (23 %) poseían menor intensidad (3,8 m/s), siguiendo en importancia las del sector noreste (4,6 %).

Los clastos medidos fueron afectados por las mareas, olas y ocasionales tormentas y pequeños témpanos que se asentaron sobre las estaciones de control. Esto ocasionó un movimiento diferencial de ciertos clastos en distintas direcciones que al fin del período de control se verificó eran direcciones con rumbos predominantes.

En la playa Oeste, los clastos se movieron hacia el norte en forma paralela al mar casi 1,5 m fuera de la estación. En la playa Sur, el movimiento fue principalmente playa arriba, a distancias que llegaron a 0,5 m fuera de la misma. En la caleta Sur, el movimiento también fue playa arriba, pero con distancias de no más de 0,1 m. En la caleta Norte y



**Figura 6:** Cerro Baliza. A la derecha isla Livingston y a la izquierda isla Greenwich. Localización de caleta Sur (CS) y playa Sur (PS).

playa Norte, los movimientos fueron mucho mayores que en las otras tres y en ambos casos perpendiculares al mar, en la primera se movió casi 3,5 m playa arriba y en la segunda fue de casi 7 m en la misma dirección y 1,2 m en dirección al mar.

Según los resultados que se obtuvieron al fin del período de medición, se observó lo siguiente (Tabla 4):

En caleta Sur, se recuperó el 100 % de los clastos, de ellos sólo el 6,6 % se movieron fuera de la estación, todos discoidales. Los mismos poseían alto cociente  $b/a$ , circularidad, esfericidad, redondez y platicidad, en tanto que poseían bajo cociente  $c/b$  y  $c/a$ , e índice O-P muy negativo.

En la caleta Norte se recuperaron el 80 % de los clastos ubicados en la estación, de los cuales sólo el 33 % se movieron fuera de él. De ellos, el 50 % eran cilíndricos (Fig. 4). Poseyeron con respecto a las otras playas, altos valores de cociente  $c/b$  y O-P y bajos de  $c/a$ , circularidad, esfericidad y redondez.

La playa Norte es la que tuvo menor recuperación, sólo el 53 % de los clastos colocados, de los cuales se movieron fuera de la estación el 46 % de ellos, el 50 % de los cuales eran discoidales (Fig. 4). Estos clastos poseen los menores valores de TAM y TGM, y valores negativos de índice O-P.

En la playa Sur se recuperaron el 100 % de los colocados, de los que se movieron fuera de la estación un 16 %. De ellos el 40 % eran cilíndricos (Fig. 4).

En la playa Oeste sólo se recuperó el 76 % de clastos, el 26 % de ellos se movieron fuera de la estación del que el 50 % eran equidimensionales. Los clastos movidos poseían los mayores tamaños de las cinco playas, con altos valores de TAM, TGM y cociente  $c/a$ , pero bajos de platicidad.

Los gránulos coloreados y colocados en la playa Oeste se movieron playa arriba casi 6 m desde su posición original, indicando que los clastos pequeños son más susceptibles de moverse por efectos de marea y de

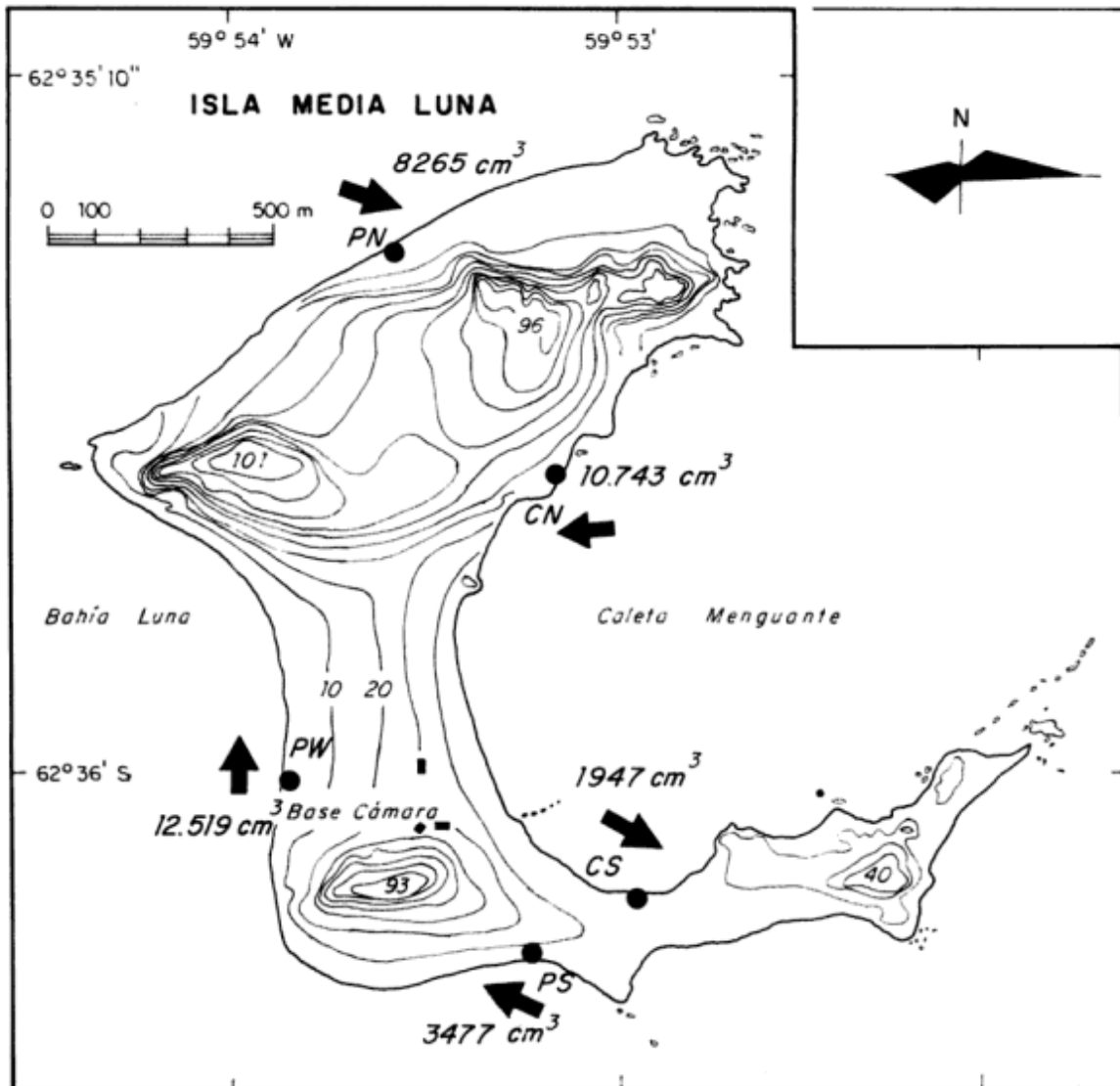


Figura 7: Dirección de transporte de gravas y superficie movida (cm<sup>3</sup>) en cada playa. Rosa de los vientos.

Tabla 3: Características de los clastos relevados

Playas	Caleta Sur	Caleta Norte	Playa Norte	Playa Sur	Playa Oeste	Mínimo	Máximo	D S T
a	15,63	12,60	10,50	12,20	14,72	5,00	32,00	4,41
b	10,92	8,85	8,01	8,74	10,50	3,10	18,50	2,90
c	7,03	5,54	5,01	5,86	6,95	1,90	13,00	2,10
b/a	0,73	0,71	0,76	0,73	0,73	0,34	0,98	0,13
c/b	0,66	0,64	0,63	0,67	0,67	0,18	1,00	0,15
c/a	0,47	0,45	0,48	0,48	0,48	0,15	0,82	0,12
TAM	11,19	9,01	7,84	8,92	10,72	3,47	17,40	2,84
TGM	10,44	8,46	7,44	8,49	10,16	3,29	16,77	2,65
CI	0,85	0,84	0,87	0,85	0,85	0,58	0,99	0,08
E	0,35	0,33	0,37	0,36	0,36	0,10	0,79	0,13
R	0,69	0,68	0,71	0,70	0,70	0,46	0,92	0,09
P	2,08	1,99	1,95	1,87	1,87	1,20	6,06	0,58
O-P	-0,06	0,51	-1,07	0,63	0,46	-21,84	14,91	5,4
Equidimensionales	36,6	16,6	40,0	30,0	40,0			
Discoidales	40,0	53,3	53,0	46,0	43,3			
Laminares	10,0	10,0	6,6	13,3	3,3			
Cilíndricos	13,3	20,0	0,0	10,0	13,3			
Muestras	30	30	30	30	30			
Vol. Total	42761	24103	15209	20286	36752			

**Referencias:** a, b y c en centímetros. Equidimensionales, cilíndricos, discoidales y laminares en porcentajes. Vol. total en cm<sup>3</sup>. DST:desvío estándar.

lavado y retrolavado de ola en forma perpendicular a la costa que los grandes, que lo hacen paralelos a ella (preferentemente por olas de incidencia oblicua a la playa).

Las playas playa Oeste y playa Sur han tenido un movimiento preferencial en forma paralela al mar, por efecto de las corrientes costeras y deriva litoral, en tanto que las playas caleta Sur, playa Norte y caleta Norte han tenido un movimiento con una componente perpendicular al mar, generados por corrientes originadas por fluctuaciones de la marea y olas, perpendiculares a la playa.

Las direcciones de las corrientes imperantes alrededor de la isla Media Luna, se dan en un sentido O-E (Fig. 7). El movimiento de clastos alrededor de la isla sigue un sentido dextrógiro con un movimiento hacia el norte en su costa occidental, hacia el este en el norte, y en la caleta Menguante una corriente que entra por su sector norte y sale por el sur.

Los mayores movimientos de clastos se registraron en la playa Norte y caleta Norte, con grandes distancias recorridas y a su vez poca recuperación de clastos, en tanto que en las playas caleta Sur y playa Sur se recuperaron todos los clastos, denotando escaso transporte. A su vez, en playa Oeste se recuperaron pocos clastos, que se habían movido cortas distancias.

Por cada metro cuadrado de clastos en las playas de la isla Media Luna en un mes de verano, se movieron 3477 cm<sup>3</sup> en la playa Sur, 12519 cm<sup>3</sup> en la playa Oeste, 8265 cm<sup>3</sup> en la playa Norte, 10743 cm<sup>3</sup> en la caleta

Norte y 1947 cm<sup>3</sup> en la caleta Sur. El promedio movido fue de 7390 cm<sup>3</sup> (7,39E-3 m<sup>3</sup>) de clastos movidos por mes. Considerando un ancho de playa promedio de 25 m, y a lo largo de 6 km de perímetro de la isla (150.000 m<sup>2</sup>), que representan unos 1100 m<sup>3</sup> de grava que se mueven por ella en una u otra dirección durante el mes de observación (Fig. 7).

## Discusión

En vista a los movimientos de clastos en cada playa, y en relación al porcentaje de recuperación, dirección y distancia transportada, se reconoce que los movimientos perpendiculares a la costa están relacionados a la acción de olas y mareas (caleta Sur, playa Norte, caleta Norte y algunos clastos de playa Sur), en tanto que los movimientos paralelos a ella están indicando movimientos afectados también por olas (deriva litoral) y por corrientes inducidas por el viento (playa Oeste y algunos clastos de playa Sur y playa Norte). Esto indica que ciertas playas están sujetas a la acción de corrientes litorales en tanto que otras, que están más protegidas sólo pueden movilizarse por efecto de las corrientes de marea y el oleaje normal a la playa.

También se ha observado que el empaquetamiento es sumamente importante en el movimiento de los clastos, ya que donde existe suelo en mosaico, los



Tabla 4: Valores medios de los clastos movidos

Playas	Caleta Sur	Caleta Norte	Playa Norte	Playa Sur	Playa Oeste
a	11,35	14,25	11,27	12,64	15,76
b	10,75	8,81	8,30	8,62	11,25
c	5,70	6,51	5,20	5,90	7,76
b/a	0,93	0,63	0,75	0,69	0,73
c/b	0,48	0,74	0,64	0,69	0,69
c/a	0,46	0,46	0,47	0,47	0,51
TAM	9,26	9,85	8,26	9,05	11,59
TGM	8,70	9,29	7,82	8,58	11,06
CI	0,96	0,79	0,86	0,83	0,85
E	0,44	0,29	0,36	0,32	0,38
R	0,74	0,66	0,70	0,68	0,71
P	2,60	1,85	1,90	1,86	1,82
O-P	-10,04	4,28	-0,52	1,92	0,86
Equidimensionales	-	20	22	20	50
Discoidales	100	10	50	20	25
Laminares	-	20	14	20	12
Cilíndricos	-	50	14	40	13
Recuperac. total	100	80	53	100	76
Clastos movidos	2	10	14	5	8
Vol. total	1947	10743	8265	3477	12519

Referencias: a, b y c en centímetros. Equidimensionales, cilíndricos, discoidales, laminares y recuperación, en porcentajes. Vol. total en cm<sup>3</sup>.

individuos están muy trabados entre sí y no se pueden mover. Los pequeños movimientos se producen por el peso y alivio de los témpanos por acción de la marea, originando pavimentos nucleados (Eyles 1994). En cambio, si un clasto cae sobre este tipo de playa en mosaico, el movimiento por sobrepaso (*overpassing*) puede llegar a ser de más de 2 m diarios. Si el entorno es de clastos más grandes que los de control, éstos quedan entrampados entre ellos, haciéndose muy difícil su posterior movimiento. Si el entorno es de clastos más chicos que los de control, éstos terminan enterrándose en el mismo lugar o muy cerca de donde se pusieron. Finalmente, el movimiento se registrará sin inconvenientes en el caso que los clastos de las playas y los de control sean iguales (Everts 1973; Isla 1993). La existencia de témpanos (en verano) y/o glaciares (en invierno), debe ser tenida en cuenta, ya que cuando los bloques de hielo se asientan sobre las playas, el movimiento prácticamente desaparece. La presencia de grandes rocas o salientes rocosas en una playa, genera fenómenos de reflexión y difracción diferentes a las que se encuentran frente a una playa abierta. Esto sucede en playa Norte y caleta Norte, con grandes afloramientos a no más de un metro de la estación de control.

Otros factores importantes son los meteorológicos ya que las tormentas aumentan la altura de olas a casi 3 m (sector E) y arrastran témpanos y planchas (*pack*) de hielo que se asientan en la playa.

En general se comprueba que los clastos discoidales y laminares pertenecen al nivel supramareal, en tanto

que los equidimensionales y cilíndricos, pertenecen al submareal.

Los clastos son seleccionados por su forma, que a su vez es adquirida por los mecanismos de transporte. La relativa homogeneidad de los valores de redondez, constituye en sí una de las características fundamentales de los rodados de playa.

## Conclusiones

En playa Oeste, playa Sur y caleta Sur se ha registrado un menor transporte de clastos que en playa Norte y caleta Norte. Los movimientos son de dos tipos, un movimiento paralelo a la costa originada por corrientes costeras y litorales, más lenta pero con mayor volumen y una perpendicular a ella, localizada de mayor intensidad, originada por corrientes de marea y oleaje.

Se registra un transporte general de gravas inducido por corrientes con dirección O-E, coincidente con la bidireccionalidad de los vientos dominantes. Este movimiento rodea la isla curvándose en sentido dextrógiro. Estos movimientos traen aparejados un transporte total de casi 1100 m<sup>3</sup> por mes en una u otra dirección, por lo que se podría esperar una continua acumulación de rodados mientras que se mantengan los ritmos de aportes de gravas en relación a las tendencias relativas del nivel del mar.

La existencia de acumulaciones de rodados a niveles



elevados, que se explican normalmente como productos de un descenso relativo del nivel del mar en las islas Shetland del Sur, también pueden haberse originado por eventos catastróficos más recientes.

Las condiciones de descenso relativo y regional del nivel del mar estaría corroborado por la presencia de espigas y tómbolos con evidencias de progradación. El hecho de no registrarse espigas canibalizadas, probaría condiciones de descenso del nivel del mar o un continuo aporte de sedimentos ante condiciones estables de dicho nivel.

## Agradecimientos

El presente trabajo fue realizado como parte del proyecto OCEANTAR-COSTAS del Centro de Geología de Costas y del Cuaternario (Universidad Nacional de Mar del Plata) y del Departamento de Oceanografía (Instituto Antártico Argentino). El mismo se efectuó durante la Campaña Antártica de Verano 1992/93 en la Base Teniente Cámara, isla Media Luna. Un especial agradecimiento a Jorge Martínez Arca por su colaboración en las tareas de campo, a Martín Roeser por los aportes en la lectura del trabajo y a Marcelo Farenga por la confección de las figuras.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adie, R. J., 1963. Sea-level changes in the Scotia Arc and Graham Land. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology. SCAR Proceeding, pp. 27-32.
- Adie, R., 1964. The geochemistry of Graham Land. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology, pp. 541-547.
- Araya, R. y Hervé, F., 1966. Estudio geomorfológico y geológico en las islas Shetland del Sur, Antártida. Publicaciones del Instituto Antártico Chileno, 8: 1-76.
- Baker, P., Mc Reath, M., Harvey, M., Roobol, M. y Davies, T., 1975. The geology evolution of Deception Island. The geology of the South Shetland Islands. British Antarctic Survey, Scientific Report, 78: 1-32.
- Bibby, J., 1965. Some observations on sea-level changes in the James Ross Island group. Bulletin of the British Antarctic Survey, 6: 67-75.
- Birkenmajer, K., 1992. Cenozoic glacial history of the South Shetland Islands and northern Antarctic Peninsula. En: López-Martínez, J. (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 251-260. Salamanca.
- Bjork, S., Hjort, Ch. e Ingolfsson, O., 1990. What is the age and significance of the 20 m shore-level around the Antarctic Peninsula?. En: Schnack, E. (Ed.): International Symposium on Quaternary. Shorelines: evolution, processes and future changes. Abstracts, CIC, 7 p. La Plata.
- Cailleux, A., 1945. Distinction des galets marines et fluviaux. Société Géologie Française, Bulletin 5e, Serie 15: 375-404.
- Camacho, H. y Villar Fabre, J., 1957. Observaciones geológicas y petrográficas en Bahía Esperanza, Puerto Paraíso e Islas Shetland del Sur y Melchior. Instituto Antártico Argentino, Publicación 4: 11-61.
- Clapperton, C. y Sugden, D., 1989. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. Quaternary Sciences Review, 7: 185-198.
- Clowes, A., 1934. Hydrology of the Bransfield Strait. Discovery Reports. Cambridge University Press, 9: 1-64.
- Criado, C., Arche, A. y Vilas, F., 1992. Mapa geomorfológico preliminar de la Isla Decepción, Islas Shetland del Sur. En: López-Martínez, J. (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 293-304. Salamanca.
- Dawson, A., Long, D. y Smith, D., 1988. The Storegga Slides: Evidence from Eastern Scotland for a possible tsunami. Marine Geology, 82: 271-276.
- Del Río, J. y Teruggi, L., 1992. Evolución costera de Puerto Yankee, Isla Greenwich, Archipiélago de las Islas Shetland del Sur, Antártida. Thalassas, 10: 49-58.
- Dobkins, J. y Folk, R., 1970. Shape development on Tahiti-Nui. Journal of Sedimentary Petrology, 40: 1167-1203.
- Duck, R. y Mc Manus, J., 1981. Ice-collapsed induced waves and graded gravel ridges on a lake beach. Earth Surface Proc. and Landforms, 6(2): 203-206.
- Everts, C., 1973. Particle overpassing on flat granular boundaries. Journal of Waterway and Harbour Coastal Engineering Division, ASCE WW4: 425-438.
- Eyles, C., 1994. Intertidal boulder pavements in the northeastern Gulf of Alaska and their geological significance. Sedimentary Geology, 88: 161-173.
- Flemming, N., 1964. Tank experiments on the sorting of beach material during cusp formation. Journal of Sedimentary Petrology, 34: 112-122.
- Hansom, J. y Briggs, D., 1991. Sea-level changes in Vestifiroir, North West Iceland. En: Maizels, J. y Caseldine, C. (Eds.): Environmental change in Iceland: Past and present. Glaciology and Quaternary Geology, 7: 79-91.
- Harbitz, C., 1992. Model simulations of tsunamis by the Storegga Slides. Marine Geology, 105: 1-21.
- Isla, F., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. Quaternary Science Review, 8: 359-368.
- Isla, F., 1993. Overpassing and armouring phenomena on gravel beaches. Marine Geology, 110: 369-376.
- John, B. y Sugden, D., 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Island. British Antarctic Survey Bulletin, 24: 45-111.
- Komar, P. y Reimers, C., 1978. Grain shape effects on settling rates. Journal of Geology, 86: 193-209.
- Krumbein, W., 1941. Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 11: 64-72.
- Long, D., Smith, D. y Dawson, A., 1989. A Holocene tsunami deposit in Eastern Scotland. Journal of Quaternary Sciences, 4: 61-66.
- López Martínez, J., Vilaplana, J., Martínez de Pison, E., Calvet, J., Arche, A., Serrat, D. y Pallas, R., 1992. Geomorphology of selected areas in Livingston Island, South Shetland Islands. En: López-Martínez, J. (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 271-281. Salamanca.
- Maizels, J., 1989. Sedimentology and palaeohydrology of Holocene flood deposits in front of a Jökulhauþ Glacier, South Iceland. En: Beven, K. y Carling, P. (Eds.): Floods: hydrological, sedimentological and geomorphological implications, pp. 239-251.
- Maizels, J., 1993. Lithofacies variations within sand deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. Sedimentary Geology, 85: 299-325.
- Martínez, G. y Massone, H., 1995. Geomorfología de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur, Antártida. Thalassas, 11: 9-26.
- Martínez, G., Massone, H. y Del Río, L., 1993. Posibles

- indicadores de neotectónica en la isla Medialuna, Shetland del Sur, Antártida. 2ª Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas. IAA, DNA, CONICET, Buenos Aires, Noviembre de 1991: 269.
- Orheim, O., 1971. Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget, pp. 117-120. Oslo.
- Parada, M., Orsini, J., Hurtado, A., Garrido, I. y Sina, A., 1987. Geología y petrografía del complejo plutovolcánico de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur. Revista del Instituto Antártico Chileno, 36: 9-19.
- Roese, M., Gallo, J., Walter, M. y Farenga, M., 1991. Circulación y distribución de temperatura en el Estrecho Mac Farlane y Bahía Luna, Islas Shetland del Sur, Antártida. Dirección Nacional del Antártico (IAA), Contribución 402. 12 p.
- Roese, M., del Río, L., Gallo, J., González, O. y Dragani, W., 1993. Aspectos oceanográficos y geológicos costeros de la isla Media Luna, Antártida. Dirección Nacional del Antártico (IAA). Contribución 414: 1-24.
- Roobol, M., 1973. Historic volcanic activity at Deception Island. Bulletin, British Antarctic Survey, 32: 23-30.
- Slingerland, R. y Voight, B., 1982. Evaluating hazard of landslide-induced water waves. Journal of Waterway and Harbour, ASCE: 504-512.
- Sudgen, D. y John, B., 1973. The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica. En: Van Zinderen Bakker (Ed.): Palaeoecology of Africa, the Surrounding Islands and Antarctica, 8: 141-159.
- Sugden, D. y Clapperton, C., 1977. The maximum ice extent on islands groups in the Scotia Sea, Antarctica. Quaternary Research, 7: 268-282.
- Svendsen, J. y Mangerud, J., 1990. Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmore, western Norway. Nordisk Geologisk Tidsskrift, 70: 111-134.
- Waite, R., 1986. Periodic Jokulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. New evidence from varved sediment in Northern Idaho and Washington. Quaternary Research, 22: 46-58.
- Warnke, D., 1970. Glacial erosion, ice rafting, and glacial-marine sediments: Antarctica and the Southern Ocean. American Journal of Science, 269(3): 276-294.
- Zingg, Th., 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 15: 39-140.

**Recibido:** 31 de marzo, 1995

**Aceptado:** 27 de febrero, 1996

# Enclaves en un batolito postectónico: petrología de los enclaves microgranulares del batolito de Renca, Sierras Pampeanas, San Luis

Mónica Graciela LÓPEZ de LUCHI

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, J. Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

**ABSTRACT:** *Enclaves in a postectonic batholith: microgranular enclaves in the Renca batholith, San Luis.* Dark microgranular enclaves are a common feature of calc-alkaline and subalkaline plutons. Their igneous microstructure indicates a magmatic origin. Their mineralogy is similar to their host rock and they represent the most primitive compositions in an igneous sequence. Textural features indicates some degree of mechanical or chemical interaction with their host. Three kinds of microgranular enclaves are distinguished in the porphyroid facies of the Renca batholith (a postectonic Devonian to Lower Carboniferous batholith of the Pampean Ranges): syenitic, monzonitic and dioritic enclaves. Petrographic and chemical evidences point to lamprophyre affinities for the syenitic and in part for the monzonitic ones, meanwhile the dioritic enclaves belong to a high K calc-alkaline suite. Syenitic enclaves are scarce and included in monzonitic enclaves or in syngranitic dykes and they are similar to durbachites or its hypabissal equivalent, vogesites. High Mg, Cr, Ni indicate mantelic origin. LIL element abundances suggest that the mantle source were metasomatized prior to the melting event. Monzonitic enclaves are presented in dyke swarms or isolated; they are in part similar to vogesites and they would represent different stages of mixing between a mantle component and a crustal melt. Mg, Cr, Ni contents are lower than in the syenitic but LIL tenors are very variable. Dioritic enclaves are poorly represented and their major and trace element content are normal for a high-K calc-alkaline suite. Crustal contamination in the syenitic enclaves is very difficult to assess because the LIL elements in which the magmas are likely to have been enriched are those contributed too by a subduction component.

## Introducción

Numerosos autores han sugerido que los magmas máficos intervienen en la génesis de los graníticos no sólo como fuente de calor para inducir fusión en distintos niveles de la corteza sino mezclándose con ellos en distinta proporción y en distintas etapas de su evolución. Los enclaves ígneos constituyen una de las evidencias de estos procesos de mezcla.

El término enclave alude a fragmentos de material extraño de cualquier origen incluidos en una roca ígnea (Didier 1973; Didier y Barbarin 1991). En el batolito de Renca los enclaves son de tres tipos: metamórficos, microgranulares y *schlierens*, se hallan concentrados en la facies porfiroide y son particularmente abundantes en el sector occidental del plutón (López de Luchi 1986; 1993).

El batolito de Renca aloja un conjunto de enclaves microgranulares mesocráticos y diques singraníticos híbridos mesocráticos que se interpretan como el resultado de procesos de mezcla entre un magma básico de afinidades lamprofíricas y un magma granítico (*l.s.*) en distintos estadios de su evolución. Las facies híbridas de composición monzonítica, se intruyen tanto bajo la forma de diques singraníticos mesocráticos de diferente potencia, aflorantes en el

sector occidental del batolito prácticamente en contacto con el encajante metamórfico o aparecen como enclaves aislados distribuidos en la facies porfírica. El magma básico se halla representado como enclaves sieníticos de composición afín con durbachitas (Sabatier 1980; 1991) y el magma granítico equivalente a la facies porfiroidea se hallaría representado en su polo más básico como enclaves de composición diorítica que son escasos y de distribución homogénea.

El estudio de enclaves y su significado en lo que atañe a la génesis del plutón que los aloja ha sido objeto de una amplia investigación en otros ámbitos geológicos (Didier 1973; Didier y Barbarin 1991; Cocirta y Orsini 1986; Cocirta y Michon 1987; Montel y Weisbrod 1986; Frost y Mahood 1987; Dorais *et al.* 1990; Poli y Tommasini 1991; Blundy y Sparks 1992, etc.). En todos los casos se produce la interacción bajo la forma de mezcla mecánica o química con difusión e intercambio de cationes de manera tal que se forman productos con distinto grado de hibridización y en distintos estadios de la evolución de la asociación enclave/matriz.

En nuestro país han sido poco estudiados y así a modo de muy breve reseña pueden citarse, entre otros, los trabajos de Caminos (1965) respecto a xenolitos

tonalíticos en Cordillera Frontal, Quartino y Zardini (1967) mencionan enclaves dioríticos y tonalíticos en el Batolito de Colanguil, Caminos (1979) en la Formación Chepes, Lema (1980) en la Sierra de Yulto, Lorenc y Pérez (1987) y Lorenc (1990) en el ámbito de la Sierra de Paimán y López de Luchi (1987, 1993) para el batolito de Renca.

**Ambito geológico**

El batolito de Renca es un amplio dominio granítico que se ubica en el sector NE de la sierra de San Luis entre los paralelos 32° 44' y 32° 51' S y los meridianos 65° 20' y 65° 36' O (Fig. 1) y constituye una de las manifestaciones del magmatismo paleozoico de las Sierras Pampeanas; es un plutón compuesto de sección aflorante elíptica con un eje mayor ONO-ESE de 19 km y uno menor de 13 km; la superficie aflorante es de 270 km<sup>2</sup>; está integrado principalmente por granodioritas y monzogranitos y se halla asociado a rocas monzoníticas, monzonitas cuarzosas, monzodioritas y también sienitoides que aparecen como cuerpos de límites irregulares, diques singraníticos o bien enclaves de distribución irregular (Fig. 1). Los rasgos más llamativos desde el punto de vista petrográfico son el carácter porfiróide y la asociación con rocas monzoníticas a sienitoides. Internamente se caracteriza por una estructura concéntrica dada por la disposición de megacristales de feldespatos potásico, en parte de enclaves, diques

híbridos singraníticos, enjambres de enclaves y *schlierens* remarcada en algunos sectores por fracturación circular y todos estos rasgos son particularmente notables hacia los bordes del cuerpo. El plutón se halla emplazado en metamorfitas micáceas de grado medio y el contacto es neto y concordante con la estructura interna del plutón debido al desarrollo de una deformación localizada de la estructura regional de las metamorfitas (López de Luchi 1993).

El batolito se halla alineado con una serie de cuerpos de características similares que aparecen hacia el NO del mismo y que constituyen el batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni 1987), definiendo el conjunto un alineamiento ONO-ESE a NO-SE, es decir oblicuo a transversal a las estructuras NNE dominantes en este sector de las Sierras Pampeanas. Esta disposición alineada sugiere la existencia de algún tipo de control estructural, por ejemplo la existencia de una megalineamiento de rumbo equivalente, lineamiento éste que aparece en otros sectores de la sierra de San Luis y que controlaría también la disposición del plutón de San José del Morro en la sierra de Yulto (Quenardelle 1993). Se entiende que si bien este lineamiento pudo haber canalizado el ascenso del plutón, una vez que el mismo se detuvo el espacio necesario se acomodó por la deformación del encajante (López de Luchi 1993).

La edad de este evento magmático se asigna al Devónico superior-Carbónico inferior sobre la base de las dataciones presentadas por Brogioni (1993), en virtud de la similitud composicional y emplazamiento

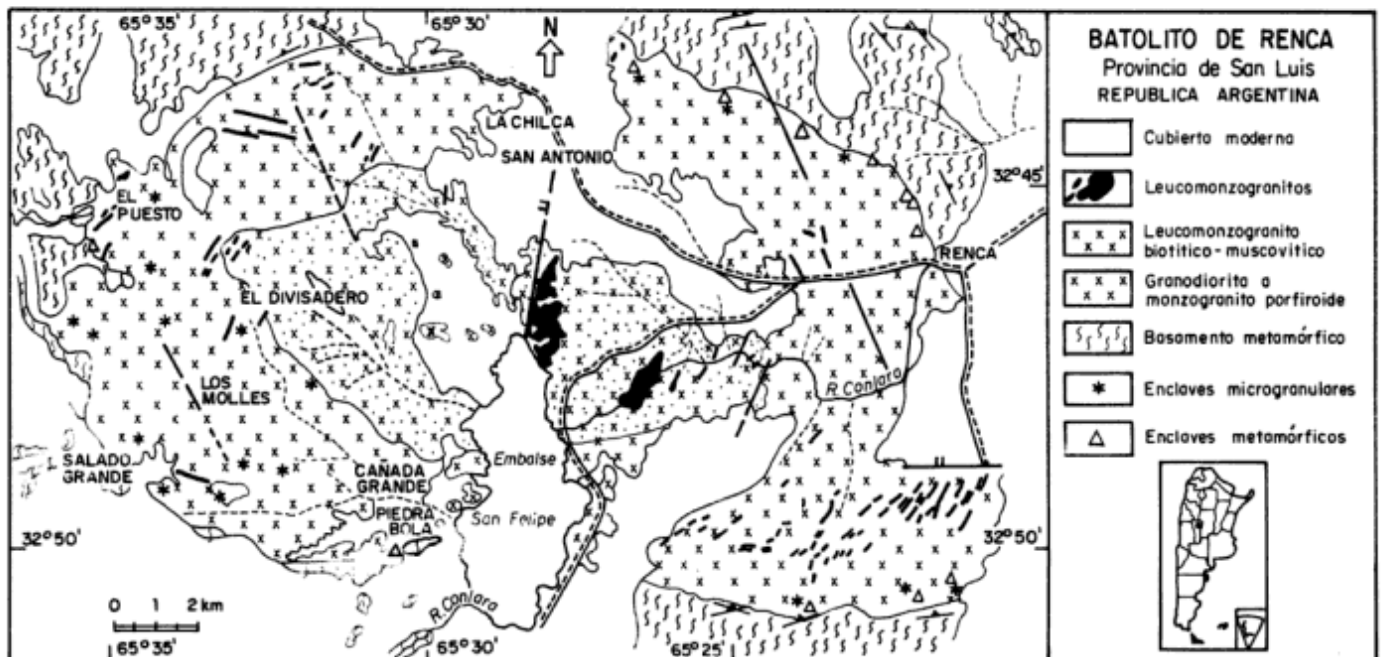


Figura 1: Mapa geológico simplificado del batolito de Renca.



**Tabla 1:** Análisis químicos de elementos mayoritarios y elementos traza de muestras seleccionadas de los enclaves del batolito de Renca.

Enc.	N° M	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Sn	W	Mo	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th	Ce
1	5085	57,99	1,03	13,64	1,44	3,82	0,13	6,18	4,78	213	6,02	0,82	0,77	344	185	24	76	5	21	74	4	6	0	207	1914	838	19	22	274	17	10	87
	3785	61,48	0,84	11,94	2,97	3,42	0,18	5,07	5,27	1,49	6,46	0,64	0,51	354	73	21	119	5	27	80	6	1	1	198	1542	348	16	15	275	31	38	227
	172	54,39	1,49	13,45	1,31	4,51	0,04	6,06	5,46	2,28	5,69	0,82	0,84	360	78	29	116	12	12	72	4	10	1	168	1957	847	19	23	355	25	9	93
	3585	54,41	1,28	14,28	2,82	5,33	0,23	5,11	4,33	1,79	7,22	0,71	1,41	276	49	28	110	7	27	126	4	1	1	207	1241	324	23	26	386	32	7	111
	145	60,13	0,72	13,58	1,54	3,16	0,09	5,92	4,11	2,71	5,79	0,57	0,51	372	163	20	92	3	29	62	5	4	0	230	2532	788	21	14	244	19	21	148
2	4585	62,91	1,02	15,55	2,2	3,15	0,14	3,18	3,54	3,51	3,62	0,24	1,26	88	42	-	-	-	-	-	-	-	-	235	-	-	-	-	-	-	-	-
	158	60,23	1,23	16,39	2,91	2,81	0,1	2,02	3,54	3,36	5,46	0,31	0,49	50	10	13	98	35	38	72	8	1	1	304	421	289	25	23	272	31	17	152
	162	58,83	1,03	16,56	1,65	3,52	0,11	2,98	4,36	3,89	4,02	0,32	0,63	50	19	15	97	21	20	67	5	2	1	168	891	534	24	19	244	24	19	69
	173	61,82	0,86	13,74	2,13	3,01	0,11	3,61	4,01	2,88	4,77	0,46	0,51	-	50	15	79	6	18	57	6	0	2	177	1339	725	22	22	262	21	14	97
	171	62,68	0,83	14,38	1,42	3,01	0,08	3,14	3,68	3,02	4,77	0,41	0,93	144	-	-	-	-	-	-	-	-	-	166	-	-	-	-	-	-	-	-
	6	63,53	0,71	14,32	1,64	3,13	0,12	2,71	2,81	2,82	5,71	0,22	0,75	127	46	11	69	13	47	84	4	1	0	257	899	335	22	13	157	14	8	77
	118	58,09	1,02	16,41	2,85	2,8	0,12	2,53	4,23	2,98	4,69	0,54	0,76	50	20	-	-	-	-	-	-	-	-	215	-	-	-	-	-	-	-	-
	115	60,47	1,11	15,86	3,28	2,54	0,11	2,24	4,15	3,54	4,38	0,38	1,51	-	19	15	95	11	15	69	4	1	3	189	1514	753	23	18	294	24	26	161
3	117	62,52	0,92	16,31	2,31	2,82	0,07	2,11	3,63	3,37	4,44	0,31	0,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	179	62,74	0,92	16,61	2,36	1,96	0,06	1,32	2,78	3,61	5,84	0,23	0,49	41	6	7	56	8	33	47	4	0	1	221	910	426	21	23	339	31	20	192
	159	58,49	1,31	15,31	2,42	4,69	0,17	4,01	4,43	3,71	2,85	0,34	0,76	120	33	18	115	11	18	113	8	2	0	265	305	260	28	24	278	26	12	152
	178	55,01	1,51	16,06	2,05	4,05	0,12	3,03	6,82	4,61	2,77	0,31	0,71	67	14	15	84	32	20	81	8	0	1	177	491	415	22	15	251	20	15	130
58	51,53	1,38	18,41	2,45	5,48	0,17	4,48	4,85	4,01	2,62	0,61	1,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

y resulta así perteneciente al denominado evento G3 (Rapela *et al.* 1990) con el cual se cierra la evolución del Orógeno Famatiniano.

## Metodología

El batolito de Renca fue estudiado a partir de una metodología convencional, relevamiento y muestreo detallado perfiles, fotointerpretación a escala 1:20.000 con controles posteriores en el terreno, estudios de preparaciones delgadas (40) combinados con análisis químicos y determinaciones mineralógicas por difracción de rayos X (López de Luchi 1987, 1993).

Los análisis químicos se realizaron por vía húmeda en el caso de los elementos mayoritarios en el Laquige. SiO<sub>2</sub> fue determinado por colorimetría y filtrado, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO y MgO por absorción atómica, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O por fotometría de llama, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub> por colorimetría, FeO por volumetría y H<sub>2</sub>O por gravimetría. Cr, Ni y Co fueron analizados por absorción atómica en el Laquige y los elementos traza fueron determinados por Fluorescencia de rayos X sobre material molido y compactado en pastillas en el laboratorio de Servicios de la Universidad de Barcelona. El tratamiento analítico de los datos fue efectuado con el Programa Newpet versión 94. 01.01 (Tabla 1).

## Clasificación de los enclaves y rasgos generales

Los enclaves microgranulares son de tamaño variable desde milímetros hasta 20 a 40 cm, de formas

ovoidales y contornos redondeados y sus contactos varían desde netos a difusos con su encajante granodiorítico; sus texturas típicamente magmáticas y sus composiciones diversas permiten hacer una distinción en tres grupos:

a) enclaves sieníticos: equivalentes a las durbachitas (Sabatier 1980, 1991) de afinidades lamprofíricas pertenecientes a la serie de la vaugneritas (Rock 1990, Sabatier 1991) y composicional y texturalmente homologables a vogesitas en una clasificación convencional de lamprofíros.

b) enclaves monzoníticos: monzogranitos, monzonitas cuarzosas, granodioritas y adamelitas.

c) enclaves dioríticos.

Todos estos enclaves se hallan en la facies porfiroide. Los enclaves sieníticos son escasos, de forma ovoidal y contornos redondeados y su eje mayor no supera 15 cm, aparecen incluidos en diques singraníticos o en enclaves monzoníticos y sólo aparecen en el sector occidental del batolito.

Los enclaves monzoníticos son los más abundantes, se distribuyen en todo el cuerpo aislados o en forma de enjambres; son los únicos que poseen megacristales de feldespato alcalino, en algunos casos con textura rapakivi y su dinámica de emplazamiento coincide con la del plutón en el sentido de que sus ejes mayores coinciden con la disposición de la mayor dimensión de los cristales de feldespato alcalino, *schlierens*, contactos internos y externos del batolito y con la disposición de los diques singraníticos (López de Luchi 1993). Estos enclaves son los de mayor tamaño, alcanzan hasta 40 cm cuando se presentan aislados o bien forman enjambres de enclaves claramente relacionados con la desagregación de diques singraníticos paralelos a la estructura interna del plutón (López de Luchi 1993).

Su forma más frecuente es oval, con contornos redondeados y contactos netos con el granito. La distribución no es homogénea, predominan los enclaves aislados en el sector oriental del batolito mientras que en el occidental son más frecuentes los enjambres. En este sector es donde aparecen alojados en estos enclaves, cuando provienen de la desagregación de diques singraníticos, los enclaves sieníticos y también xenolitos metamórficos angulares.

En comparación con los anteriores, los enclaves dioríticos, que no coexisten ni se hallan incluidos en enclaves monzoníticos, se localizan preferentemente en el sector NE del plutón y aparecen aislados y son escasos. Sus contornos, si bien son redondeados, son irregulares en detalle y difusos.

## Petrografía de los enclaves

### a) Enclaves sieníticos

Las rocas son de grano fino a mediano, porfíricas, de textura hipidiomorfa compuestas por microclino, oligoclasa-albita, clinofibrol (serie tremolita-actinolita y hornblenda), biotita, cuarzo, titanita, epidoto, apatita y escasa allanita. El carácter porfírico está dado por cristales de hasta 7 mm de clinofibrol y biotita aislados o en agregados de hasta 1 cm y así los minerales máficos aparecen en dos generaciones, en la matriz fina a mediana y como megacristales, en unos pocos casos se observaron megacristales de hasta 1 cm de oligoclasa sódica de sección cuadrada.

El microclino que es el constituyente principal de la matriz se presenta en agregados radiales de cristales subhedrales, mientras que la plagioclasa lo hace en cristales subhedrales incluida parcialmente en microclino y se halla algo sericitizada. El clinofibrol de color verde claro a azulado hacia los bordes, es de dos tipos tremolítico y hornbléndico con composiciones magnesianas y posee núcleos de clinopiroxeno, acompañados por texturas simplectíticas de cuarzo y clinofibrol y en otros casos por texturas *schiller*. La biotita, que aparece aislada o en agregados con clinofibrol es de color castaño claro algo rojizo; los índices de refracción son en promedio más bajos que los de una biotita media al igual que la birrefringencia, lo cual permite considerarla como magnesiana. El cuarzo no supera el 10 % y aparece de manera intersticial con inclusiones de acículas de apatita o en "ocelos" policristalinos rodeados por y con inclusiones de clinofibrol. La titanita en cristales cribosos, en parte poiquilíticos, con inclusiones de opacos o en grumos asociados a biotita y clinofibrol y la apatita, en cristales aciculares o en prismas alargados de hasta 4 mm, son los minerales accesorios más frecuentes. Se observó además allanita rodeada por epidoto sólo en dos ejemplos y en un caso monacita.

La composición modal promedio indica sienitas cuarzosas (Fig. 2a); en estas rocas el tenor medio de minerales máficos es de 40% y predomina el clinofibrol sobre la biotita. Los "ocelos" de cuarzo, que además contienen apatita acicular, pueden considerarse líquidos de precipitación tardía, teniendo en cuenta el hábito intersticial del escaso cuarzo de las rocas más que xenocristales de cuarzo. La presencia de agregados de clinofibrol con biotita así como las texturas *schiller* y los núcleos incoloros de clinopiroxeno sugieren que este último cristalizó primero y reaccionó con el líquido para dar clinofibrol. La afinidad lamprofírica de estas rocas estaría dada desde el punto de vista petrográfico por las dos generaciones de mafitos mientras que los agregados de anfíbol son el rasgo típico de las vaugneritas y durbachitas (Sabatier 1991)

### b) Enclaves monzoníticos

El término monzonítico como calificativo de este conjunto de enclaves se basa más bien en la clasificación química de estas rocas que en la modal ya que en este caso existe una dispersión entre composiciones modales monzonítica, monzogranítica y granodiorítica, aunque estas últimas siempre en el límite con los campos monzodiorítico o monzonítico cuarzoso (Fig. 2a).

Las rocas son de grano fino a grueso, porfíricas, de color gris, mesocráticas. El rasgo textural más significativo es la presencia de megacristales de hasta 6 cm de feldespato alcalino, de cuarzo de hasta 2 cm y muy escasos de plagioclasa de hasta 2 cm en una matriz mediana a fina con agregados de anfíbol y biotita y titanita.

La textura microscópica de estos enclaves varía con la composición y así, se pueden distinguir dos tipos, uno con matriz granular subhipidiomorfa y cuarzo intersticial y ameboidal y otro con textura pseudolerítica y cuarzo ameboidal. La composición mineralógica es oligoclasa-andesina, microclino, cuarzo, biotita, clinofibrol, minerales opacos, titanita, apatita y escaso epidoto. En el primer tipo, las tablillas de plagioclasa están dispersas en una matriz de cristales anhedrales de feldespato potásico, biotita, clinofibrol y cuarzo y en el pseudolerítico, las tablillas de plagioclasa están entrecruzadas y el microclino es intersticial y este conjunto se halla embebido en cuarzo. En ambos casos, los megacristales son principalmente de feldespato alcalino y en mucha menor proporción, de cuarzo y plagioclasa. La biotita se halla en mayor proporción que el clinofibrol.

Al igual que en los enclaves sieníticos, la apatita acicular es abundante, aunque en este caso se localiza preferencialmente en cristales anhedrales, de

oligoclasa sódica-albita. El contenido modal de minerales máficos fluctúa entre 15-30%. El contenido de minerales opacos, preferentemente magnetita, es de hasta 3-4%; esta última aparece en cristales aislados de hasta 1 mm mientras que los restantes minerales opacos (no determinados) se observan rodeados por titanita en grumos; también aparecen minerales opacos como inclusión en titanita o asociados a los agregados de anfíbol y biotita.

Los megacristales de feldespato alcalino son verdaderos xenocristales provenientes del encajante porfiroide, tienen las mismas características composicionales y estructurales (López de Luchi y Alonso, en preparación) y serían la evidencia macroscópica de interacción entre el magma granítico y un magma más básico. Los ocelos de cuarzo también pueden interpretarse como xenocristales provenientes de la facies porfiroide, en este caso se hallan rodeados por cristales de clinofibol y biotita y por una orla externa, hacia el enclave, deprimida en ferromagnésicos. La forma redondeada de los ocelos sugiere gradientes composicionales y térmicos entre la inclusión y el magma encajante: algo de cuarzo fue disuelto ya que el contacto xenocristal/enclave es una zona de sobrenfriamiento y así se produciría un aumento de la nucleación hacia el lado del ocelo (lo cual explica la orla de clinofiboles y biotita) mientras que hacia el lado del enclave se produciría una zona deprimida en constituyentes ferromagnésicos donde cristalizarían feldespatos. En esta zona es donde se reconoce plagioclasa, oligoclasa sódica-albita con acículas de apatita que podrían ser el resultado de un exceso de calcio y un aumento de la actividad de sílice (Watson 1982).

### c) Enclaves dioríticos

Estos enclaves son de color gris, mesocráticos, de grano mediano a fino inequigranulares y macroscópicamente más ricos en biotita. Se aprecia que en la zona de contacto con el encajante porfiroide, hay una desagregación gradual del enclave hasta que se pierde la identidad de fragmentos del enclave a no más de 20 cm del contacto.

La composición de estas rocas es diorítica a monzodiorítica (Fig. 2a). La textura es porfirica por la presencia de cristales de mayor desarrollo de andesina-oligoclasa, de hasta 4 mm, de sección cuadrada en una matriz hipidiomorfa de tablillas de andesina-oligoclasa y láminas de biotita que forman una estructura trabada donde se disponen además clinofibol ferrohastigítico, cuarzo, titanita,  $\pm$  microclino. El porcentaje de minerales ferromagnésicos es de 30%. Entre los minerales opacos, la magnetita principalmente aparece en individuos aislados o asociados a biotita, mientras que se reconocieron minerales opacos

rodeados por grumos de titanita y otros como inclusiones en ella.

### Evidencias petrográficas de procesos de mezcla

Se considera que la asociación enclave/granito es el resultado de un proceso de mezcla incompleta entre un magma granítico y un magma básico de origen más profundo. Si bien es difícil petrográficamente identificar los miembros extremos de esta mezcla, hay una serie de indicadores de estos procesos y de la presencia de relictos de cada uno de ellos.

Al analizar la composición y textura de los enclaves monzoníticos, la interacción con el magma granítico estaría indicada por:

- presencia de megacristales de feldespato alcalino, química y estructuralmente iguales a los del granito,
- ocellos de cuarzo con zonas de reacción,
- el cuarzo ameboidal en que se halla embebida la roca,
- texturas rapakivi ocasionales,

mientras que el miembro básico quedaría indicado por:

- agregados de clinofibol y biotita,
- titanita euhedral a subhedral en parte poiquilítica,
- biotita en secciones basales alargadas, típicas de los enclaves sieníticos,
- presencia de apatita acicular que indicaría el "congelamiento" del magma del enclave en el medio granítico (Wyllie *et al.* 1962; Vernon 1984).

En los enclaves sieníticos no se reconocieron evidencias de interacción con un fundido granitoide ya que el cuarzo ocellar carece de las zonas de reacción evidenciadas en los enclaves monzoníticos. Los agregados de biotita y clinofibol resultarían del reemplazo de un clinopiroxeno por clinofibol en presencia de un medio fluido como el que podría generarse por la rápida cristalización del enclave en contacto con un magma granítico.

### Caracterización química de los enclaves

Los tres tipos de enclaves que se reconocen en la facies porfiroide del batolito de Renca son de composición diferente, los sieníticos representan el tipo más primitivo y disímil respecto a la facies granítica tanto textural como composicionalmente mientras que los dioríticos representan en esencia la misma mineralogía que el granito pero en distintas proporciones.

Las rocas de tipo monzonítico, tanto los enclaves como los diques singraníticos, poseen composiciones y mineralogías intermedias entre los enclaves y el granito que podrían atribuirse tanto a procesos de mezcla incompleta en distintos estadios de la evolución de los extremos que interactúan como a la evolución de

un híbrido por procesos de cristalización fraccional o de desmezcla. Los análisis químicos que se utilizan para analizar la evolución de las rocas monzoníticas corresponden a la matriz de las monzonitas porfiroideas.

#### Clasificación química

Las clasificaciones químicas convencionales para rocas plutónicas (Le Maitre 1989; Debon y Le Fort 1983; Middlemost 1994) separan a estas rocas en tipos algo diferentes a los obtenidos modalmente (Fig.2b). No obstante estas diferencias que básicamente radican en el alto contenido de  $K_2O$  y en el tenor de  $CaO$  que entran en la composición de feldespatos, mica y clinoanfíbol, se mantienen los tipos sieníticos, monzoníticos y dioríticos definidos modalmente. Dado que la mayoría de los enclaves son monzoníticos y sieníticos se evidencia su situación apartada de una secuencia calcoalcalina normal. La serie que definen el conjunto de enclaves sieníticos y monzoníticos es transalcalina (Middlemost 1990) y monzonítica (Le Maitre 1989) (Figs. 2c y 2d).

Las texturas y composiciones mineralógicas descritas más arriba se corresponden con rocas de afinidades lamprófricas para los enclaves sieníticos y en menor medida para los monzoníticos. Existen clasificaciones específicas para plutonitas equivalentes a los lamprófiro (Rock 1991) y así mayormente los enclaves sieníticos, sobre la base del contenido de  $K_2O$ , se sitúan en campos de durbachitas y los monzoníticos principalmente en el campo de las vaugneritas (Fig. 2e). Los enclaves dioríticos se sitúan en campos de rocas calcoalcalinas potásicas. En clasificaciones de rocas pertenecientes al magmatismo potásico (Fig. 2f), se observa que ocupan el campo de lamprófiro.

#### Caracterización geoquímica

La composición química promedio de estas rocas (Tabla 2) muestra claramente sus diferencias y el carácter a la vez rico en elementos incompatibles y compatibles,  $K_2O$  y  $MgO$ , de los enclaves sieníticos y de los monzoníticos *versus* los dioríticos ya que éstos, pese a poseer un tenor promedio de  $SiO_2$  menor, presentan

**Tabla 2:** Valores promedio de los análisis químicos de muestras seleccionadas de los enclaves del batolito de Renca y relaciones entre pares de cationes. 1: enclaves sieníticos; 2: enclaves monzoníticos; 3: enclaves dioríticos

Comp/Encl.	1	2	3
$SiO_2$	57,66	61,48	55,06
$TiO_2$	1,15	0,95	1,39
$Al_2O_3$	14,5	15,25	17,01
$MgO$	5,67	2,93	3,84
$CaO$	4,75	3,67	5,37
$Na_2O$	2,08	3,68	4,11
$K_2O$	6,23	4,7	2,75
$P_2O_5$	0,67	0,33	0,42
I.S.	0,71	0,89	0,87
A.S	0,78	0,69	0,59
$Mg^*$	0,51	0,34	0,36
Cr(ppm)	341	79	93
Ni(ppm)	110	26	24
Rb(ppm)	206	219	221
Ba(ppm)	1837	995	398
Sr(ppm)	629	510	338
Nb(ppm)	20	20	21
Zr(ppm)	307	261	264
Y(ppm)	25	24	23
Zr/Nb	16,08	13,28	12,76
Y/Nb	1,31	1,22	1,09
Rb/Zr	0,71	0,92	0,83
Rb/Sr	0,39	0,57	0,73
K/Rb	204	170	99

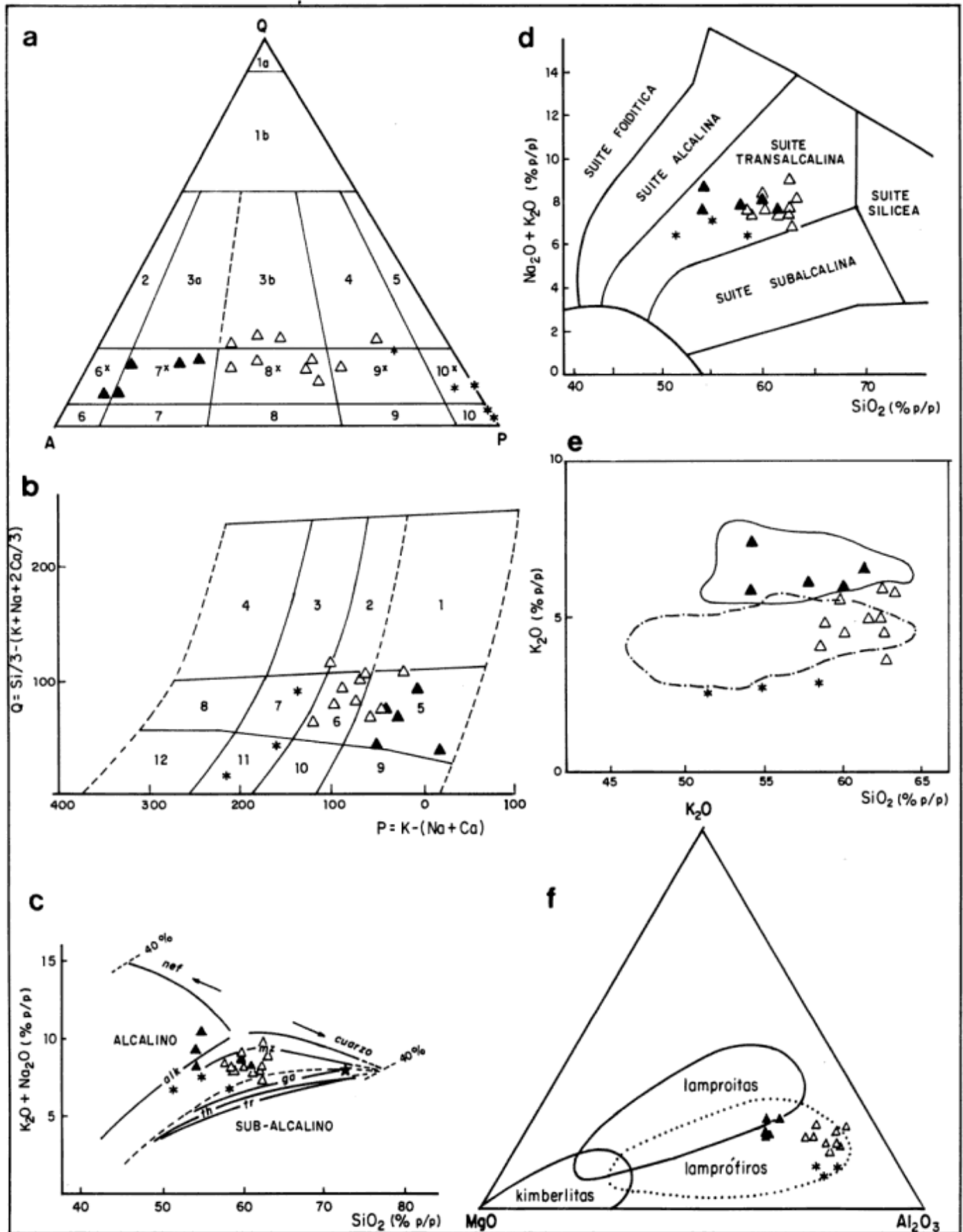
valores mucho menores para los cationes mencionados.

Estas diferencias se evidencian en los diagramas de variación (Fig. 3a) donde en primer lugar se aprecia que el tenor de sílice para todo el conjunto de enclaves varía entre 51 y 63% y que las tendencias de los tenores de óxidos no son claramente correlacionables con el aumento del contenido de  $SiO_2$ , lo cual apoya la idea de que pertenecen a poblaciones independientes. Si se analiza cada conjunto de enclaves sí se aprecian correlaciones:

-los enclaves sieníticos definen pendientes negativas para  $TiO_2$  y  $P_2O_5$ , y pendientes dobles con una inflexión en alrededor de 58% de  $SiO_2$  para  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  y  $Al_2O_3$  que estarían indicando un cambio en las

**Figura 2:** a) Diagrama QAP modal para muestras representativas de los enclaves del batolito de Renca. ▲ enclaves sieníticos; △ enclaves monzoníticos; \* enclaves dioríticos; b) Diagrama PQ de clasificación de rocas ígneas (Debon y Le Fort 1983), 1: granito; 2: adamellita; 3: granodiorita; 4: tonalita; 5: sienita cuarzosa; 6: monzonita cuarzosa; 7: monzodiorita cuarzosa; 8: diorita cuarzosa; 9: sienita; 10: monzonita; 11: monzogabro; 12: gabro; c) Diagrama TAS con las tendencias evolutivas de las series plutónicas (Lameyre 1988), alk: ramas alcalinas saturadas y subsaturadas; mz: monzonítica (situada en el dominio alcalino); gd: granodiorítica; th: toleítica; tr: trondjemítica. Este sistema de clasificación es poco discriminante en el dominio subalcalino. \*composición media de mínimos graníticos a distintas presiones; d) Diagrama TAS de suites plutónicas (Middlemost 1994); e) Diagrama  $K_2O/SiO_2$ . Los campos corresponden a: —, —, — vaugneritas y — durbachitas (Sabatier 1980). Nótese la pendiente negativa de la tendencia evolutiva de enclaves sieníticos y monzoníticos; f) Diagrama  $K_2O-MgO-Al_2O_3$ . Los campos composicionales corresponden a los tipos representativos del magmatismo potásico (Wilson 1989).





fases fraccionantes. Así, al analizar en conjunto se aprecia que el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se correlaciona con el  $\text{CaO}$  y el  $\text{MgO}$  lo que se correspondería con el fraccionamiento de clinoanfíbol y mica magnésiana; la plagioclasa sódica sería una fase fraccionante para tenores superiores a 58% de  $\text{SiO}_2$ , donde disminuye marcadamente el tenor de  $\text{Na}_2\text{O}$ . La tendencia general pese a estas inflexiones es negativa para  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y constante para  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ .

-los enclaves monzoníticos presentan gran dispersión de los valores excepto para el  $\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}$  ambos con pendientes negativas. La pendiente de  $\text{CaO}$  se correspondería con el fraccionamiento de plagioclasa cálcica; se define pendiente negativa para  $\text{MgO}$ , la cual sumada a la del  $\text{CaO}$  indicaría la participación de mica magnésiana y clinoanfíbol como fases fraccionantes.

-los enclaves dioríticos se hallan sólo representados por tres muestras y a modo de caracterización se puede inferir que presentan comportamientos más afines con secuencias calcoalcalinas, muestran pendiente negativa para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , una pendiente suavemente positiva para  $\text{K}_2\text{O}$  y tendencias quebradas para  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  que se corresponderían con el fraccionamiento de mafitos en el tramo negativo y de plagioclasa en el positivo.

$\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  son los mejores discriminantes de los grupos de enclaves.  $\text{TiO}_2$  y  $\text{FeO}$  son los óxidos que definen una pendiente negativa casi única. Los valores de  $\text{MgO}$  y de  $\text{TiO}_2$  son mayores que los asignables a una secuencia calcoalcalina normal o aún potásica en el caso de los enclaves lamprofíricos y monzoníticos. Surge aquí de este primer análisis que los enclaves representan tres tipos de fundidos cada uno con una evolución propia.

Todas las rocas son metaluminosas con valores más altos de saturación en alúmina para los enclaves sieníticos pero pese a que la suma de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  excede 6,5 % siempre  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Fig. 3b); en un diagrama AFM (Fig. 3c) resultan calcoalcalinas y se separan nuevamente los enclaves sieníticos por poseer valores mayores para la relación  $\text{Mg}/\text{Fe}$  mientras que los valores del índice de Peacock indican una secuencia alcalicálcica (Fig. 3d).

Los tenores de elementos traza compatibles e incompatibles no permiten mantener con claridad la separación definida excepto en el caso del Ba, Cr, Ni, Ga (Fig. 4a-f) y se aprecian correlaciones positivas en el caso de los pares  $\text{MgO}-\text{Ba}$ ,  $\text{K}_2\text{O}-\text{Ba}$ ,  $\text{Cr}-\text{MgO}$ .

El tenor de Rb es alto, totalmente independiente del aumento del contenido de  $\text{SiO}_2$  de los enclaves sieníticos y monzoníticos. La correlación de Cr con  $\text{MgO}$  está marcada por la presencia de mafitos, mica y clinoanfíbol y al ser positiva responde al carácter primario de la signatura mantélica (debido a los

tenores relativamente altos de Cr) de los enclaves sieníticos. Los tenores de Nb y Zr presentan una pendiente negativa respecto a  $\text{SiO}_2$  pero con mucha dispersión, mientras que es positiva en el caso de los enclaves dioríticos. Los tenores de Zr son más altos que para secuencias calcoalcalinas. El Ga discrimina los grupos de enclaves y presenta pendientes negativas con el incremento de  $\text{SiO}_2$  para enclaves sieníticos y monzoníticos y positivas para los dioríticos, lo cual es afín con secuencias calcoalcalinas. El Ba presenta una pendiente negativa con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , mientras que el Sr describe tendencias negativas, de menor pendiente.

Las relaciones entre pares de elementos incompatibles como  $\text{Rb}/\text{Zr}$  vs. Nb o Y discriminan los tipos de enclaves y así se aprecia que los enclaves sieníticos presentan menor valor para esta relación en términos más ricos en Nb o en Y, lo cual aludiría a un componente mantélico afectado por un metasomatismo  $\text{CO}_2$  (Brown *et al.* 1984).

Si se analizan los diagramas de elementos traza que se normalizaron al Manto Primordial se aprecia que en los enclaves sieníticos, se presenta un pico para Ba pero tenores variables para Th. Este último elemento es muy sensible a la presencia (o al fraccionamiento) de minerales accesorios de allí que una depresión esté vinculada con el fraccionamiento en este caso de monacita. En los casos en que existe un pico en Th se corresponde con uno de Ce. El incremento de Th y Ce acompaña el de  $\text{SiO}_2$ . Los enclaves sieníticos más ricos en  $\text{SiO}_2$  presentan una depresión mayor para Sr, atribuible al fraccionamiento de plagioclasa. Los enclaves monzoníticos, si bien se hallan relativamente enriquecidos en Ba, presentan una tendencia hacia una depresión atribuible al menor contenido de mica. Los enclaves dioríticos se diferencian por una depresión marcada en Ba y menores valores de Th, Ce y K pero no hay una separación clara en los restantes elementos. La depresión en Sr es un poco más marcada que en el caso de los enclaves sieníticos y se correspondería también con el fraccionamiento de plagioclasa (Fig. 5e).

Un hecho para considerar es que parte de la dispersión en los valores analíticos que presentan todas las muestras puede deberse a que no son realmente líquidos sino mezclas de cristales y fundido intersticial y así un solo elemento puede variar mucho si se aloja en fases presentes o fraccionantes. Este podría ser el caso de los enclaves sieníticos, donde si bien se pueden determinar procesos de fraccionamiento, las relaciones entre pares de incompatibles como  $\text{Y}/\text{Nb}$  no son constantes ya que las fases fraccionantes, mica magnésiana y clinoanfíbol, fraccionan Y (Tabla 2).

### Caracterización de los tipos magmáticos

En un diagrama R1-R2, los enclaves en conjunto se sitúan en el campo postcolisional a tardío orogénico, es decir en un ámbito con una corteza muy evolucionada y engrosada postcolisionalmente (Fig. 5a).

Sobre la base de elementos traza estas rocas ocupan campos de rocas de arco magmático pero con una ubicación muy restringida que es propia de un secuencia calcoalcalina muy evolucionada o lo que es equivalente donde el espesor de corteza es considerable (Fig. 5b); si bien se considera que los enclaves sieníticos representarían rocas de naturaleza mantélica, este manto se halla modificado y enriquecido en elementos incompatibles, de allí los tenores de Rb y Ba altos. Los términos más básicos dentro de las rocas estudiadas se sitúan en el campo de las rocas orogénicas (Fig. 5c). En el diagrama de Wood (1980) se aprecia que pertenecen a un magmatismo de margen destructivo (Fig. 5d).

Todas las muestras presentan un panorama afín con rocas de arco, es decir, picos en los elementos LIL y depresiones en Nb y Ti (Fig. 5e).

### Relación entre las rocas monzoníticas, sieníticas y dioríticas y los granitoides; el problema de las rocas potásicas en ambientes graníticos

La presencia de una asociación genéricamente monzonítica con altos tenores de potasio y relativamente altos también de magnesio en rangos de sílice que van desde rocas intermedias a algo ácidas y su asociación con granitoides plantea el problema de la relación genética entre ambas unidades.

En la cadena hercínica existen muchos tipos semejantes a los de Renca por su carácter a la vez potásico y magnésico. Se han presentado numerosas hipótesis para explicar la génesis de estas rocas: Palm (1957), Didier (1964), Hameurt (1967), Weisbrod (1970), Gagny (1978), Michon (1979), Pagel y Leterrier (1980), Sabatier (1980), Albarede y Weisbrod (1982), Rossi (1986).

Sabatier (1980) a partir del estudio de las vaugneritas del Macizo Central francés considera que estas rocas son magmáticas; su paragénesis actual se ha formado a partir de un magma y no por transformación de rocas básicas metasomatizadas; se emplazaron ligadas espacio-temporalmente a los granitoides que las alojan a los que considera como "consanguíneos".

La génesis de esta asociación, de acuerdo a este autor, debe buscarse en la interacción entre magmas basálticos y graníticos en niveles profundos o bien en la génesis directamente mantélica de líquidos potásicos y magnesianos. Albarede y Weisbrod (1982) concluyen a partir de modelos con elementos traza y datos

isotópicos de Sr y Nd que las vaugneritas del sudeste del Macizo Central francés representan magmas básicos equilibrados con un ambiente anatético. Rossi (1986) a partir del estudio de la asociación de Córcega, sostiene que las rocas básicas y los granitoides se originaron de fuentes diferentes; las rocas más básicas provendrían de la cristalización de un magma básico de procedencia mantélica, mientras que los granitoides provendrían de la fusión de un material de características isotópicas corticales en facies granulítica. La consanguinidad de las rocas ácidas y básicas provendría de algún mecanismo de interacción entre estos dos tipos magmáticos. Hipótesis semejantes se han presentado también para la génesis de lamprófiro y rocas monzoníticas postcolisionales en el ámbito Caledónico y Hercínico en este caso en el sudoeste de Inglaterra; Leat *et al.* (1987) sostienen que este tipo de rocas serían de origen mantélico y que los granitoides asociados podrían derivarse de las mismas por cristalización fraccional o bien que las rocas más básicas son la fuente de calor que favorece la fusión de niveles corticales ya calentados por el metamorfismo varisico.

En el caso de Renca, no se cuenta con datos isotópicos pero se puede aceptar un origen mantélico por lo menos para los enclaves sieníticos debido al alto tenor de Cr, Ni y MgO. La riqueza en incompatibles como Rb, Ba, K<sub>2</sub>O y la tendencia a valores altos para la relación K/Rb sería un carácter primario atribuible a un episodio de metasomatismo del manto.

En cuanto a los granitoides podrían provenir de niveles corticales aún cuando parte de ellos podrían derivar de la evolución de las rocas monzoníticas (López de Luchi 1987).

### Interpretación de los resultados

El carácter más llamativo del conjunto de enclaves es la presencia de términos de afinidades lampróficas que presentan un enriquecimiento en elementos incompatibles y compatibles.

Si se suman los caracteres petrográficos y químicos los enclaves sieníticos y monzoníticos resultan afines con lamprófiro calcoalcalinos;

- texturas globulares, ameboidales y en parte idiomórficas,
- carencia de ortopiroxeno,
- anfíboles y micas ricas en MgO,
- doble generación de clinoanfíbol y mica,
- valores altos para Mg# y K<sub>2</sub>O,
- tenores elevados de Ba y Sr.

La presencia de magnetita en los enclaves dioríticos y monzoníticos sería indicadora de condiciones ricas en agua y oxígeno que estabilizan este mineral y que se producirían en la corteza continental.

Las tendencias que se definen en los diagramas de

variación pueden ser internas inherentes a la evolución de un fundido o como parece ser el caso para los enclaves monzoníticos, una superposición de causas internas y externas como ser la interacción con un fundido granítico. Tanto los enclaves sieníticos como los dioríticos presentan variaciones coherentes atribuibles a las fases fraccionantes, no así los monzoníticos que serían los que además presentan mayores evidencias texturales de hibridización.

El origen híbrido de los enclaves monzoníticos, claramente corroborado por los rasgos petrográficos, se correspondería con un estadio (o estadios) de mezcla pre-emplazamiento que sería el responsable de la dispersión de los valores que presentan sobreimpuesta a la evolución hacia términos más ricos en  $\text{SiO}_2$ .

Los altos tenores de Cr y Ni asociados a MgO (Fig. 4e) serían indicadores de procedencia mantélica para el fundido que originó los enclaves sieníticos.

La correlación positiva de Ba-MgO (Fig. 4b) indicaría el carácter primario del enriquecimiento en Ba y K en los enclaves sieníticos y monzoníticos mientras que es negativa para los enclaves dioríticos; esto implica que el Ba se halla vinculado a micas, corroborado por la relación Ba- $\text{K}_2\text{O}$ . La variación en Ba, en el caso de los enclaves monzoníticos (Fig. 4c) es mayor que en MgO o  $\text{K}_2\text{O}$ , atribuible tal vez a la interacción con el fundido granítico cuyos tenores de Ba son sensiblemente menores sumado al hecho de que los contenidos modales de feldespato potásico y mica son menores.

El alto tenor de Rb sería un carácter inherente a estos fundidos. Si bien el origen del enriquecimiento en Rb es discutible, por lo menos en los enclaves sieníticos al asociarse al alto tenor de Ba podría considerarse una característica heredada del protolito.

Las pendientes más suaves de la correlación negativa de Sr- $\text{SiO}_2$  de los enclaves sieníticos resultaría de la variación del contenido de clinofibrol como se aprecia también al analizar Sr-Ca, mientras que las pendientes más acentuadas de los monzoníticos se vincularían con el fraccionamiento de clinofibrol y plagioclasa. En el caso de los dioríticos, las relaciones derivan del fraccionamiento de plagioclasa ya que la correlación es positiva con Ca, negativa con  $\text{SiO}_2$  y no hay correlación con MgO (Fig. 4a).

Las relaciones entre pares de elementos incompatibles como Rb/Zr vs. Nb o Y indican, en el caso de los enclaves sieníticos más básicos, valores menores de Rb/Zr en términos más ricos en Nb o en Y, lo cual aludiría a un componente mantélico afectado por un metasomatismo  $\text{CO}_2$  (Brown *et al.* 1984).

Si se comparan los términos más básicos de los enclaves sieníticos con los de los enclaves dioríticos (Fig. 5e), la mayor diferencia se registra para Ba, Th y Sr, es decir elementos LIL, lo cual alude a una diferencia en el protolito. Los datos geológicos y geoquímicos disponibles no permiten evaluar hipótesis acerca de distintos porcentajes de fusión de un único protolito sino que más bien aluden a un fundido granitoide que interactúa con otro de procedencia mantélica.

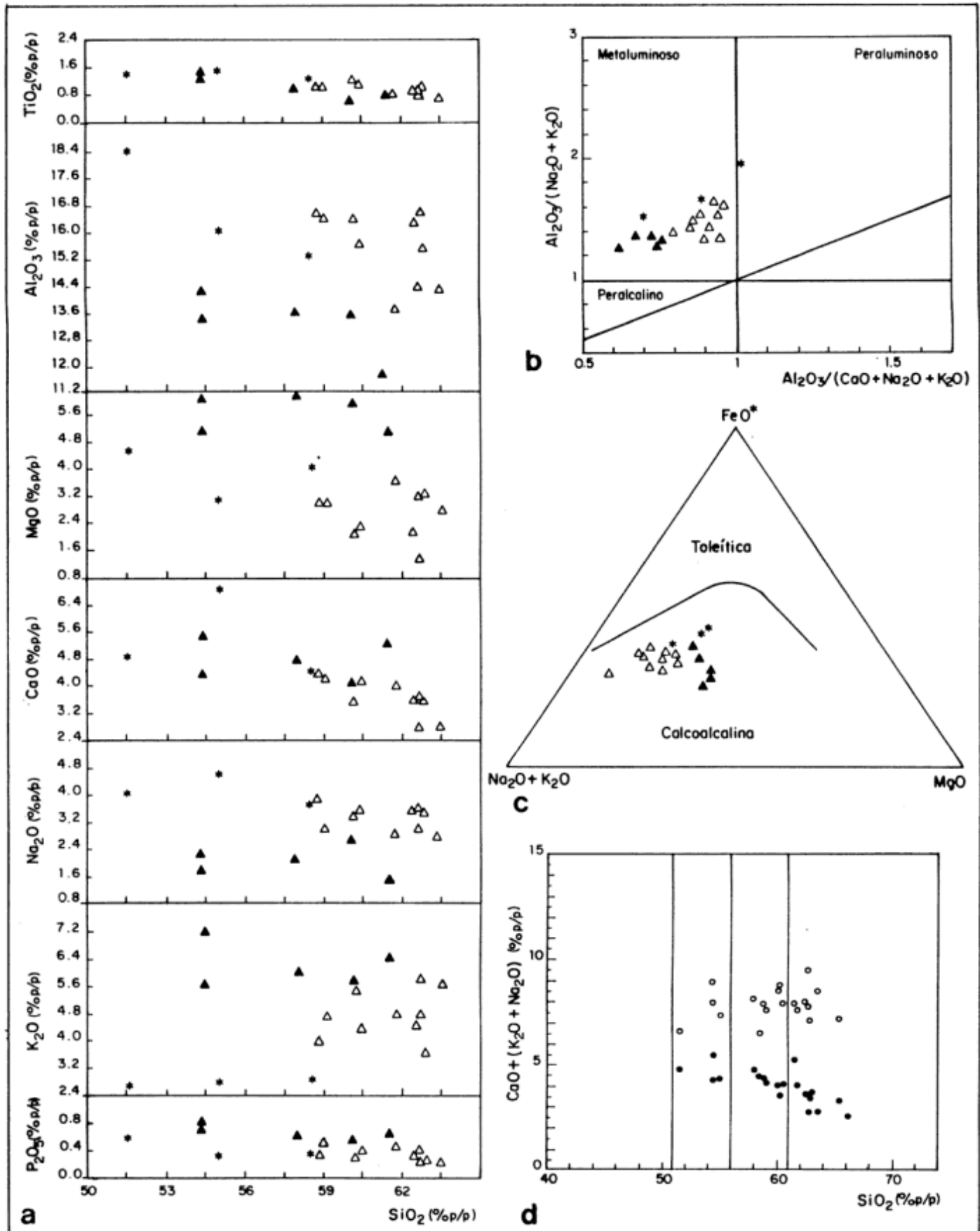
Las posibilidades de detectar contaminación cortical en magmas ricos en Sr son escasas; estos altos tenores son insensibles a la contaminación cortical y de allí que su composición pueda reflejar la de la fuente de origen.

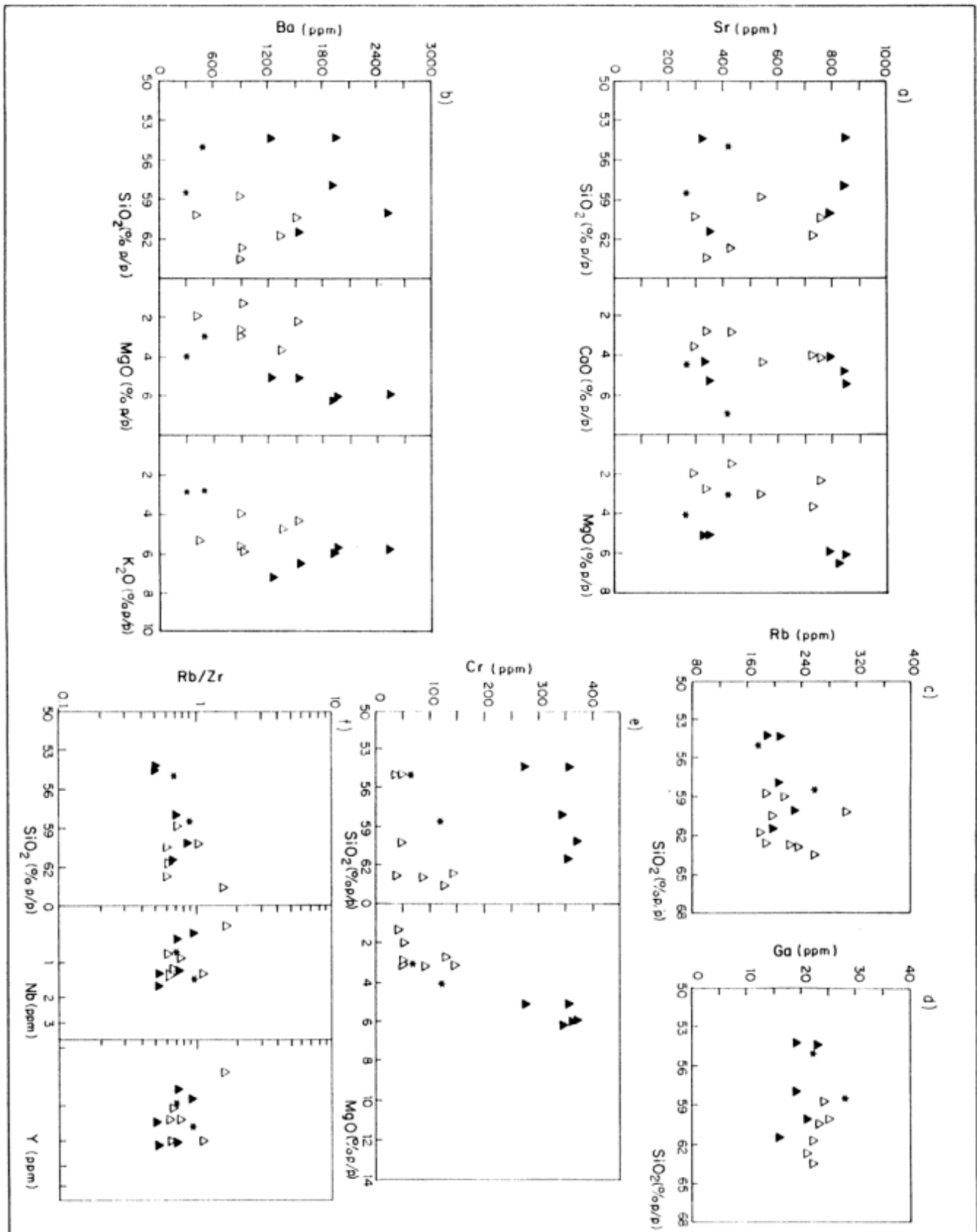
Los magmas ricos en elementos LIL y en Ni, Cr, MgO se generarían por la invasión de un manto sublitosférico por fluidos o fundidos enriquecidos en incompatibles y así los fundidos que de ellos se originen tendrán una signatura mixta mantélica más la del agente de enriquecimiento. La afinidad composicional con lamprófiro calcoalcalinos podría extrapolarse a la génesis de los mismos que en líneas generales se asocia con áreas que han experimentado un régimen de subducción.

El episodio de mezcla entre el magma lamprofirico y el fundido cortical no es necesariamente único sino que de acuerdo a la proporción en que interactúan, se pueden originar facies no híbridas con enclaves hasta diques o cuerpos híbridos; la extensión del proceso de hibridización dependerá de la diferencias composicionales, temperatura, volúmenes que interactúan y el tiempo. Cuanto más parecidos sean los volúmenes que se mezclan mayores serán las posibilidades de que la mezcla se homogeneice (Frost y Mahood 1987). La primera evidencia de interacción ácido/ básico en este caso es la presencia de los enclaves sieníticos conservados solamente en los diques híbridos monzograníticos (López de Luchi 1987) y que han ascendido arrastados en el emplazamiento de los mismos ya que por su mayor densidad no podrían ascender. Estos enclaves representarían el magma básico que se congela al interactuar con el fundido granítico. Si el proceso de interacción continúa se equilibran térmicamente y puede ocurrir la refusión del fundido granitoide en cristalización cuyo liquidus resultaría más próximo al del magma más básico en evolución. La posibilidad de mezcla es así mayor y se originan facies híbridas que por su menor viscosidad pueden ascender y emplazarse en el plutón granítico en cristalización. A su vez esta intrusión de magma

**Figura 3:** a) Diagramas de variación de óxidos. Los símbolos son los mismos que los de la Figura 2a; b) Diagrama de los índices de alcalinidad/saturación en alúmina (Maniar y Piccoli 1989); c) Diagrama AFM con la separación en campos toleítico y calcoalcalino (Irvine y Baragar 1971). En este diagrama en el campo calcoalcalino se separan los tres grupos de enclaves, y así los enclaves sieníticos se sitúan en un campo más rico en MgO con un evolución hacia el enriquecimiento en  $\text{FeO}^*$  pero con álcalis totales casi constantes; d) Índice de Peacock (1931). Se aprecia la dispersión de los valores para álcalis totales comparada con CaO. La intersección se sitúa en el dominio alcalicálcico.







**Figura 4:** Diagrama de variación de elementos traza discriminantes para muestras seleccionadas de enclaves del batolito de Renca. Los símbolos son los mismos que los de la Figura 2a. **a)** Sr: a.1: Sr/SiO<sub>2</sub>; a.2: Sr/Ca; a.3: Sr/MgO; **b)** Ba: b.1: Ba/SiO<sub>2</sub>; b.2: Ba/CaO; b.3: Ba/MgO; **c)** Rb/SiO<sub>2</sub>; **d)** Ga/SiO<sub>2</sub>; **e)** e.1: Cr/SiO<sub>2</sub>; e.2: Cr/MgO; **f)** f.1: Rb/Zr/SiO<sub>2</sub>; f.2: Rab/Zr/Nb; f.3: Rb/Zr/Y.

algo más básico puede generar interacciones físicas con el encajante que serían las responsables de las facies del granito porfiroide que en torno a los diques presentan procesos de hibridación (López de Luchi 1993).

## Conclusiones

Los enclaves microgranulares del Batolito de Renca son de tres tipos, sieníticos, monzoníticos y dioríticos.

Tanto petrográfica como químicamente se reconocen afinidades con rocas de naturaleza lamprofírica para los enclaves sieníticos y en parte para los monzoníticos.

Se define una secuencia de carácter magnésico potásica alcalicálcica o transalcalina.

Los tres tipos de enclaves representan fundidos ( $\pm$ cristales) de distinta evolución. La evolución de los sieníticos está dominada principalmente por mica magnesiana y clinoanfíbol y en términos más diferenciados por plagioclasa ácida, mientras que la de los enclaves monzoníticos refleja la superposición de trenes evolutivos de fundidos homologables a los que originaron los enclaves sieníticos con fundidos graníticos. La tendencias de los enclaves dioríticos son propias de una secuencia calcoalcalina rica en potasio.

La correlación positiva de Ba-MgO indicaría que el enriquecimiento en ese elemento incompatible es una impronta de la fuente de origen.

La correlación positiva de Cr-MgO y los altos tenores de Ni y Cr indican la filiación mantélica de los términos sieníticos, lo que sumado al tenor elevado de Ba y Rb sugieren un manto enriquecido probablemente por los fluidos que se originan al deshidratarse una corteza oceánica durante una etapa precolisional.

El ambiente tectónico del batolito de Renca sería postcolisional (López de Luchi 1986, 1993, Quenardelle 1993) es decir, se supone una corteza engrosada inestable y en ascenso.

Los términos monzoníticos, asimilables a tipos vaugneríticos representarían un híbrido producto de la interacción de un fundido derivado del manto enriquecido y un magma cortical. Las variaciones de este grupo no resultan de un solo proceso sino que se suman la evolución hacia términos más diferenciados y la interacción mecánica y química con el fundido granítico.

-Las condiciones requeridas para la fusión serían la descompresión adiabática que se produce durante el ascenso postcolisional.

Un origen puramente cortical para los enclaves sieníticos no puede explicar los altos tenores de Ni, Cr, Mg# y tampoco la presencia de altos tenores de compatibles e incompatibles de allí que se postula un manto enriquecido por un componente de subducción, del que se originarían fundidos de un tipo semejante a las minetas, los que por otra parte si bien escasos se

hallan presentes como diques en el encajante del Batolito.

En síntesis los enclaves sieníticos de afinidades durbachíticas y los monzoníticos, en parte afines con las vaugneritas indirectamente apoyan las hipótesis acerca de la evolución del Orógeno Famatiniano desde un margen activo hasta una colisión y engrosamiento cortical. No presentan evidencias de un ámbito de intraplaca, es decir que para el lapso de formación de estas rocas, Devónico superior a Carbónico inferior, la corteza no se hallaba totalmente estabilizada.

## Agradecimientos

La autora desea agradecer al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos en la persona de su Director, Bernabé J. Quartino, por haber alentado el desarrollo de las investigaciones referentes al batolito de Renca, a Ramón Carrillo, por su apoyo en las tareas de campo y Amalia González, por su constante ayuda en la elaboración de las ilustraciones. Deseo expresar mi agradecimiento a los árbitros, Norma Brogioni y E. Llambías por las valiosas sugerencias que fueron tenidas en cuenta para mejorar la presentación de este trabajo. Por último quiero mencionar mi gratitud hacia mi familia por su constante aliento y eterna paciencia.

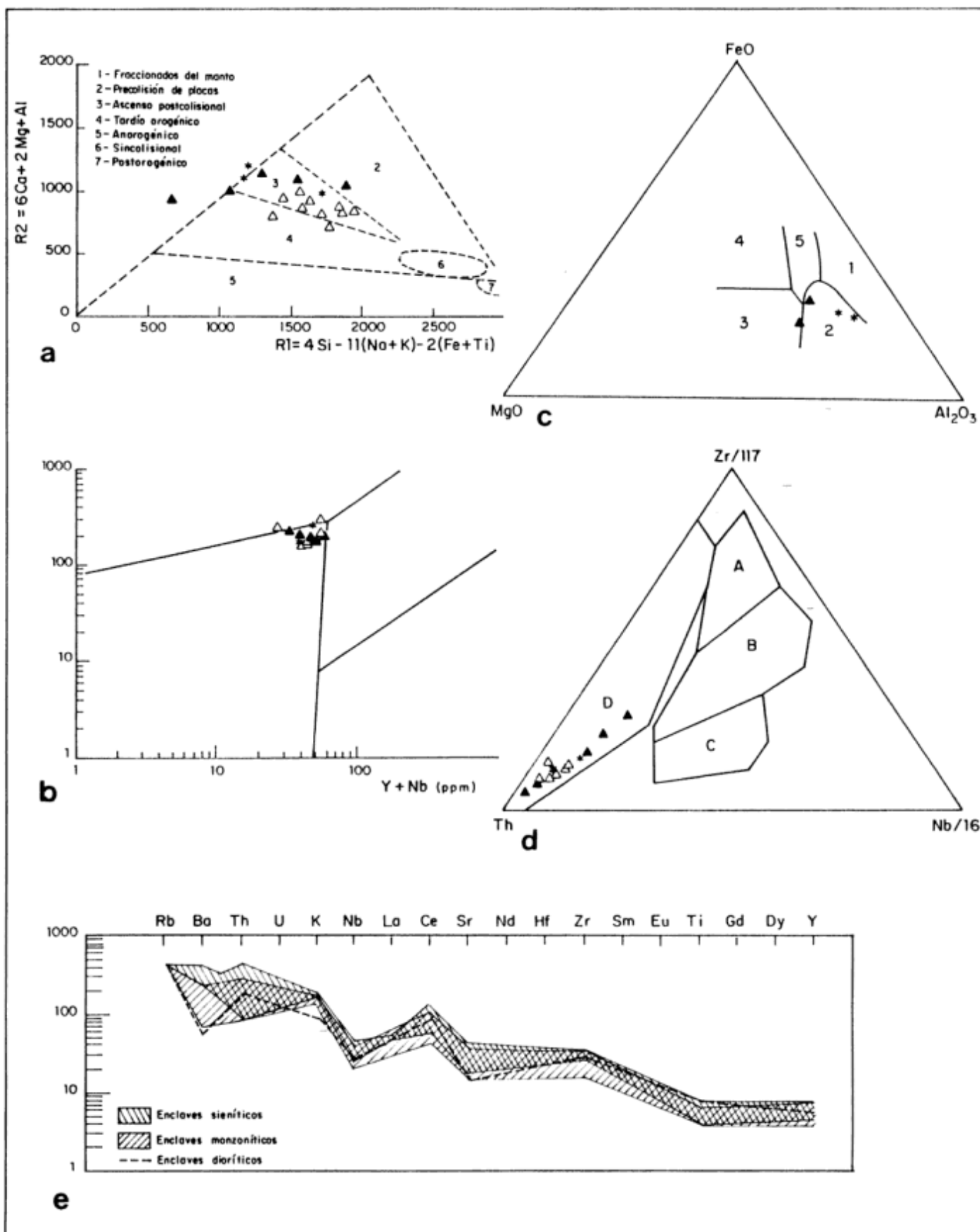
## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Albarède, F. y Weisbrod, A., 1982. Les lamprophyres du SE du Massif Central: rééquilibration isotopique du Sr et Nd en environment métamorphique. Colloque International du Géochimie et Petrologie des granitoïdes. Clermont Ferrand. Centre National de la Recherche Scientifique., Résumé: 2.
- Batchelor, R. A. y Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Blundy, J.D. y Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology*, 33 (5): 1039-1104.
- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. *Geología y Edad*. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 115-117, Tucumán.
- Brogioni, 1993. El Batolito de Las Chacras -Piedras Coloradas, Provincia de San Luis, Geocronología Rb-Sr y Ambiente tectónico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 54-60, Mendoza.
- Brown, G. C., Thorpe, R.S. y Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 413-426.
- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 351-392.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales: Salta, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: *Geología Regional Argentina*, 1: 225-291. Academia Nacional de Ciencias,

- Córdoba.
- Cocirta, C. y Orsini, J.B., 1986. Signification de la diversité de composition des enclaves "microgrenues" sombres en contexte plutoniques. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bono et Buddusò (Sardaigne septentrionale). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2, 302: 331-336
- Cocirta, C. y Michon, G., 1987. Evolution des magmas basiques à l'origine des enclaves microgrenues sombres des granitoides de Sardaigne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2, 305: 1085-1091.
- Debon, F. y Le Fort, P., 1983. A chemical -mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 73 : 135-149.
- Didier, J., 1964. Etude pétrographique de enclaves de quelques granites du Massif Central Français. Annales Faculte des Sciences, Université de Clermont-Ferrand, 23, 254p. Clermont-Ferrand.
- Didier, J., 1973. Granites and their Enclaves: The bearing of Enclaves on the Origin of Granites. Development in Petrology 3, Elsevier Science Publisher, 393p. Amsterdam
- Didier, J. y Barbarin, B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. Elsevier Science Publishers B. V. 625p. Amsterdam
- Dorais, M.J., Whitney, J.A. y Roden, M.F. 1990. Origin of Mafic Enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Petrology, 31 (4): 853-881.
- Frost, T.P. y Mahood, G.A., 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, 99: 272-291.
- Gagny, C., 1978. Vaugnérites et durbachites sont des cumulates de magma granitique (l'exemple du magma de Crêtes, Vosges). Comptes Rendus de la Academie des Sciences, Paris, Série D, 287 : 1361-1364.
- Hameurt, J., 1967. Les terrains cristallins et crystallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Mémoire Service Carte Géologique. Alsacie-Lorraine, 26: 1-402. Estrasburgo.
- 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: 523-548.
- Lameyre, J., 1988. Granite settings and tectonics. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 43 (2): 215-236.
- Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Trayhorn, S.C., 1987. Geodynamic significance of Post-Variscan intrusive and extrusive potassic magmatism in SW England. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 77: 349-360.
- Le Maitre, R.W. (ed). 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p, Oxford.
- Lema, H., 1980. Geología de los afloramientos del Arroyo Peñas Blancas, Sierra de Yulto, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1): 147-150.
- López de Luchi, M. G., 1986. Geología y Petrología del basamento de la Sierra de San Luis, Región del Batolito de Renca. Tesis Doctoral, Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Universidad de Buenos Aires, 374 pág. Buenos Aires
- López de Luchi, M. G., 1987. Enclaves en el Batolito de Renca. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 89-91. Tucumán.
- López de Luchi, M. G., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del Batolito de Renca. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 42-53. Mendoza
- Lorenc, M. W. y Perez, W.A., 1987. Las rocas ígneas del extremo norte de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 111-114, Tucumán.
- Lorenc, M.W., 1990. Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paiman, Argentina. Geological Journal, 25: 405-412.
- Maniar, P. D. y Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 636-643.
- Michon, G., 1979. Typologie des vaugnérites des Monts du Lyonnais et du Haut-Vivarais (Massif Central Français). Unpublished Thesis. Université Claude Bernard, Lyon-Villeurbanne, 350p, Lyon.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37: 215-224
- Montel, J. M. y Weisbrod, A., 1986. Characteristics and evolution of "vaugnerite magmas": an analytical and experimental approach, on the example of the Cévennes Médiannes (French Massif Central). Bulletin Mineralogique, 109: 575-582.
- Pagel, M. y Leterrier, J., 1980. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. Lithos, 13: 1-10.
- Palm, Q.A., 1957. Les roches crystallophylliennes des Cévennes médianes à hauteur de Largentière (Ardèche, France)-Thèse. Université d'Utrecht, 121p, Utrecht.
- Peacock, M.A., 1937. Classification of igneous rocks series. Journal of Geology, 39: 54-67.
- 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.
- Poli, G. E. y Tommasini, S., 1991. Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-alkaline Granitoids. Journal of Petrology, 32: 657-666.
- Quartino B.J. y Zardini, R.A., 1970. Geología y Petrología de la Cordillera de Colangüil y las Serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, Metamorfismo y Metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22: 5-63.
- Quenardelle, S. M., 1993. Caracterización geológica-petroológica del Granito San José del Morro, Provincia de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 61-67, Mendoza.
- Rapela, C.W., Toselli, A. J., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras pampenas: an inner cordilleran Paleozoic arc in the Southern Andes. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America. Special Paper 241: 77-89. Boulder, Colorado.
- Rock, N. M. S., 1991. Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd. 285p. New York.
- Rossi, P., 1986. Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse d'État Toulouse. Bureau de la Recherche Géologique et Minière: 107 292p. Toulouse.
- Sabatier, H., 1980. Vaugnérites et granites, une association

**Figura 5:** a) Diagrama tectónico de parámetros multicatiónicos R1 y R2 (Batchelor y Bowden 1985). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 2a; b) Diagrama tectónico Rb/Y+Nb (Pearce *et al.* 1984). Este diagrama no discrimina entre ambiente de arco y postcolisional; c) Diagrama ternario petrotectónico (Wood 1980); d) Diagrama ternario petrotectónico Zr/117-Th-Nb/16; e) Comparación de patrones multielementales normalizados al manto primordial para campos composicionales de muestras seleccionadas de enclaves del batolito de Renca.





- particulière de roches grenues acides et basiques. *Bulletin Mineralogique*, 103: 507-522.
- Sabatier, H., 1991. Vagnérites. Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. En: Didier, J. y Barbarin, B.: *Enclaves and Granite Petrology*: 63-82. Elsevier Science Publishers. 625p. Amsterdam
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.
- Watson, E.B., 1982. Basaltic contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 73-87.
- Weisbrod, M.A., 1970. Influence de la pression lithostatique sur la stabilité des associations "basiques" en environnement alcalin: le problème des vagnérites. *Comptes Rendus de la Académie des Sciences de Paris, Série D*, 270: 669-671.
- Wood, D. A., 1980. The application of a 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.
- Wyllie, P. J., Cox, K.G. y Biggar, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3: 238-242.

**Recibido:** 19 de julio, 1995.

**Aceptado:** 30 de abril, 1996

# Aspectos ambientales registrados en suelos de la región pampeana, identificados por sus parámetros magnéticos

Paulina NABEL

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Museo Argentino de Ciencias Naturales, Avda. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina

**ABSTRACT.** *Environmental features from the pampean region identified through soil magnetic parameters.* The variation in values of magnetic susceptibility measured in loess-paleosol sequences in the pampean region are opposite to those of similar sequences in China and central Europe. In order to characterise this regional behaviour pattern, as well as to understand the environmental and climatic significance of the susceptibility values of the paleosols intercalated in the loess sequences of the pampa, it is necessary to understand the behaviour of magnetic susceptibility in present-day soils, to establish a reliable model of comparison. To this end a study was begun in soils of the humid pampa. First results verify that magnetic susceptibility is a sensitive indicator of the concentration of magnetic minerals. It suggests that the most important source of magnetic minerals within the soils of the region is the parental loessic material. Likewise, the susceptibility values are related to the geomorphological distribution of the soils, being greater in those which occur at higher levels and which are better drained. This topographic effect is related to control of circulating ground waters. The values of magnetic susceptibility decrease with increase in waters and sodic alkaline solutions in the soil.

## Introducción

Los paleosuelos intercalados en el loess pampeano representan el registro de condiciones ambientales más cálidas y húmedas que tuvieron lugar durante el Cuaternario. Es por ello que distinguir el loess (condiciones secas), de los paleosuelos (condiciones húmedas), tiene significativa importancia en la reconstrucción paleoclimática de una región.

Sólo en casos ideales este reconocimiento es sencillo, generalmente requiere de diversos y complicados análisis. Los estudios realizados en los últimos años por diversos autores (Liu *et al.* 1985a; Heller y Liu 1986; Kukla *et al.* 1988) entre otros y los nuestros (Nabel *et al.* 1995) han demostrado que las mediciones de susceptibilidad magnética son indicativas de la presencia de paleosuelos en secciones sedimentarias continentales del Cuaternario.

Por otra parte, la simplicidad y velocidad de las mediciones de susceptibilidad magnética las hacen particularmente útiles en el reconocimiento rápido de paleosuelos y como indicadores de cambios climáticos. En razón de ello, Liu *et al.* (1985b) han recomendado utilizar este parámetro magnético como un indicador climático secundario, sin embargo, para que ello sea posible, consideramos que es necesario realizar calibraciones regionales. Ello se debe a que las mediciones de susceptibilidad magnética realizadas hasta la fecha en paleosuelos cuaternarios de la región pampeana, han registrado una tendencia opuesta a la

registrada en paleosuelos de la China y de Europa (Nabel *et al.* 1995). En aquéllos los valores de la susceptibilidad son comúnmente mayores en los paleosuelos que en los niveles de loess intercalados, mientras que en la región pampeana, por el contrario, los valores de susceptibilidad registrados hasta el presente indican, por lo general, valores menores para los niveles de paleosuelos.

Con el fin de establecer un modelo comparativo confiable, como así también el de descifrar adecuadamente el significado ambiental y climático de los valores de susceptibilidad de los paleosuelos intercalados en las secciones loésicas de la pampa, se ha considerado necesario conocer el comportamiento de la susceptibilidad magnética en suelos actuales.

En este trabajo se mencionan algunos de los mecanismos ambientales que controlan los valores de la susceptibilidad magnética y los resultados preliminares obtenidos de suelos de la región pampeana.

## Magnetismo de suelos

La susceptibilidad magnética es una medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado. Altas susceptibilidades significan "fácil de magnetizar", bajas, lo opuesto. Los minerales magnéticos (ferri y antiferromagnéticos) presentan los mayores valores de susceptibilidad, del orden de  $10^{-4} \text{ m}^3$

**Tabla 1:** Susceptibilidad específica de varios minerales y materiales.

Minerales ferri y antiferromagnéticos ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )		Minerales paramagnéticos ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )		Minerales diamagnéticos ( $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )	
Hierro ( $\alpha \text{ Fe}$ )	$2 \times 10^7$	Olivinas ( $\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$ )	1→130	Agua ( $\text{H}_2\text{O}$ )	-0,9
Magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )	$5 \times 10^4$	Anfiboles ( $\text{Mg, Fe, Al}$ )	16→100	Halita ( $\text{NaCl}$ )	-0,9
Maghemita ( $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	$4 \times 10^4$	Siderita ( $\text{FeCO}_3$ )	~100	Cuarzo ( $\text{SiO}_2$ )	-0,6
Pyrrhotita ( $\text{Fe}_7\text{S}_8$ )	$\sim 5 \times 10^3$	Piroxenos ( $\text{Mg, Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ )	5→100	Calcita ( $\text{CaCO}_3$ )	-0,5
Ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ )	~200	Biotitas ( $\text{Mg, Fe, Al}$ )	5→95	Feldespato ( $\text{Ca, Na, K, Al}$ )	-0,5
Lepidocrocita ( $\gamma\text{FeOOH}$ )	70	Nontronita (Fe-rich clay)	~90	Kaolinita (clay min.)	-2
Hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	60	Chamosita (Ox. chlorite)	~90	Montmorillonita (clay)	-5
Goethita ( $\alpha\text{FeOOH}$ )	70	Epidoto ( $\text{Ca, Fe, Al}$ )	~30	Illita (clay mineral)	-15
		Pirita ( $\text{FeS}_2$ )	~30		
		Calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ )	-3	Plástico (e.g.PVC)	-0,5

Según Thompson y Oldfield 1986

/kg, mientras que los diamagnéticos presentan valores bajos y negativos (aprox.  $-10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). Entre ambos, los minerales paramagnéticos presentan valores de susceptibilidad positivos, pero bajos (aprox.  $10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), Tabla 1.

Los valores de la susceptibilidad magnética pueden ser utilizados como indicadores de los procesos formadores de suelo (Mullins 1977). Dichos valores dependen no sólo de la concentración y tipo de minerales magnéticos presentes, sino también de la forma y tamaño de los mismos (Oades y Townsend 1963; Dearing *et al.* 1986; Zheng *et al.* 1991).

A su vez, el contenido de minerales magnéticos presentes en los suelos y consecuentemente los valores de susceptibilidad que se registran, están condicionados por parámetros ambientales (Mullins 1977; Hilton 1987; Maher y Taylor 1988; Kukla *et al.* 1988). En razón de ello han sido utilizados en reconstrucciones paleoclimáticas del Cuaternario (Liu *et al.* 1985a y 1985b; Heller *et al.* 1985; Heller y Liu 1986; Bloemendal y deMenocal 1989; Kukla *et al.* 1990; Beget *et al.* 1990; Maher y Thompson 1992; Liu *et al.* 1992; Evans y Heller 1994).

Estos minerales son mayoritariamente óxidos e hidróxidos de hierro y son componentes de gran importancia en los procesos formadores de suelos. Incluso en bajas concentraciones, los óxidos de hierro tienen un alto poder de pigmentación y determinan el color de muchos suelos. Las variaciones en la composición y distribución de los minerales de hierro también afectan su fábrica y estructura. Estas propiedades físicas de los suelos son importantes en la identificación y clasificación de suelos y útiles para el conocimiento de su génesis (Schwertmann y Taylor 1977).

Las propiedades magnéticas de una muestra de suelo son complejas pues reflejan el comportamiento de un

rango de minerales. Una lista de los óxidos e hidróxidos más comunes se transcribe en la Tabla 2.

Estos minerales pueden ser relictos o formados *in situ*. En el caso de ser de origen primario, los procesos de meteorización resultan particularmente importantes ya que actúan para liberar el hierro en forma de ion y lo transportan al sistema suelo. Subsecuentemente a su liberación de la estructura mineral, ese hierro puede ser oxidado y precipitado *in situ*, alternativamente puede permanecer en solución (como  $\text{Fe}^{2+}$ ) y precipitar en algún lugar del perfil, dependiendo del estado de oxidación del microambiente edáfico (Maher 1986).

A su vez, los ciclos de óxido-reducción que se producen bajo condiciones pedogénicas normales, dan lugar a la transformación de óxidos e hidróxidos débilmente magnéticos localizados predominantemente en la fracción arcilla, a formas fuertemente magnéticas como maghemitas o magnetitas (Mullins 1977). El contenido de materia orgánica, la actividad microbiana, las soluciones circulantes y los incendios son factores fundamentales en el establecimiento del microambiente y en la formación o disolución de los minerales de hierro.

### Suelos pampeanos

Con el fin de analizar la participación relativa de los diferentes componentes ambientales en la respuesta magnética de los suelos, se inició esta investigación con el muestreo de suelos ubicados en el noreste y este de la Provincia de Buenos Aires (Fig. 1).

Las muestras de suelo extraídas corresponden a algunos de los dominios edáficos de la Provincia de Buenos Aires, desarrollado bajo condiciones climáticas similares pero en diferentes ubicaciones geomorfológicas (Fig. 1).

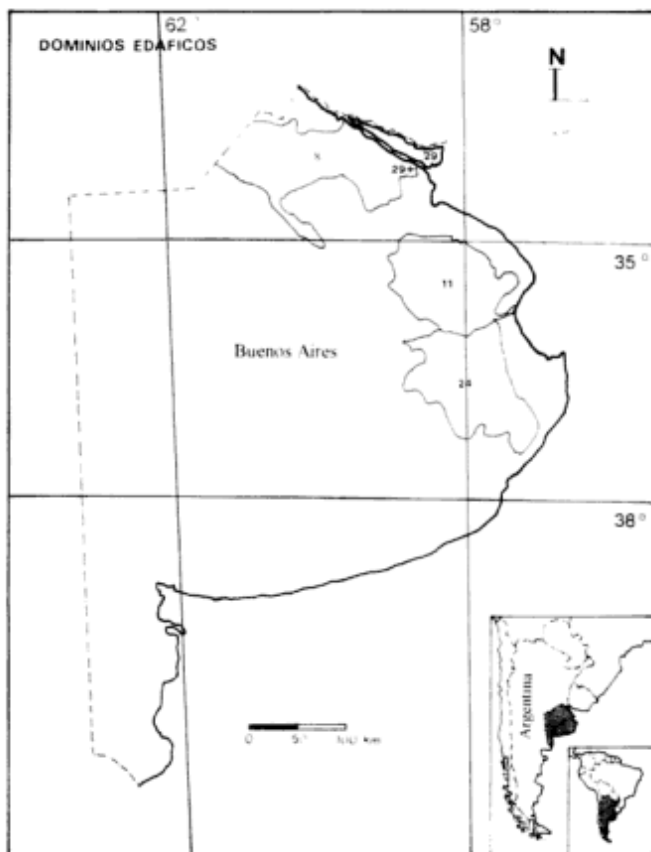


**Tabla 2:** Oxidos de hierro en los suelos.

Mineral	Susceptibilidad magnética ( $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ )	Estatus magnético	Ambiente asociado
Hematita ( $\alpha \text{ Fe}_2\text{O}_3$ )	27→63	Antiferromagnético oblicuo	Suelos altamente oxidados y secos, usualmente en áreas de altas temperaturas
Goethita ( $\alpha \text{ FeOOH}$ )	12→126	Antiferromagnético oblicuo	Abundante en suelos bien drenados, de regiones templadas
Maghemita ( $\gamma \text{ Fe}_2\text{O}_3$ )	$-4 \times 10^4$	Ferrimagnético	Abundante en suelos meteorizados de ambientes tropicales y subtropicales
Lepidocrocita ( $\gamma \text{ FeOOH}$ )	50→75	Paramagnético	En suelos pobremente drenados
Ferrihidrita ( $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ )	-70	Paramagnético	En suelos pobremente drenados y podsoles
Magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )	$-5 \times 10^4$	Ferrimagnético	De depósitos primarios, por incendios o de origen biogénico

Fuentes: Skwertman and Taylor 1977; Mullins 1977; Malter 1986.

La Provincia de Buenos Aires se encuentra afectada por un clima templado. La temperatura media anual es de  $16^\circ\text{C}$ , con bajas amplitudes diarias y anuales debido al efecto moderador que ejerce la proximidad del océano.



**Figura 1:** Ubicación de los dominios edáficos muestreados

La precipitación media anual, en la zona de muestreo, es de aproximadamente 900 mm/año (CIRN 1989).

Los dominios edáficos fueron establecidos sobre la base de las características de los suelos y la distribución de aspectos geomorfológicos y litológicos. "Los dominios edáficos coinciden, en algunos casos con subunidades geomorfológicas y en otros son subdivisiones de ellas y pueden definirse como regiones donde predominan determinados subgrupos de suelos" (CIRN 1989) (Fig. 1).

Se obtuvieron 52 muestras de los horizontes A y B de suelos de los dominios edáficos (DE) 8, 11, 24 y 29.

El DE 8 se desarrolla sobre un manto loésico en un paisaje suavemente ondulado. En las posiciones más elevadas y mejor drenadas se desarrollan argiudoles típicos (8a M17tc2/O) mientras que en las partes bajas, adyacentes a los cursos de agua, se encuentran complejos de natracuales y natracualfes típicos con argiudoles ácuicos (8c M8tc2+F5tc+M17ac/Na'D) (Tabla 3). Este dominio edáfico se localiza en el sector noreste de la Provincia, en el ámbito de la "Pampa ondulada".

El DE 11 se desarrolla sobre los sedimentos loésicos de la planicie ubicada entre los ríos Samborombón y Salado. En las posiciones más altas se desarrollan argiudoles ácuicos y en áreas planas y bajos anegables natracuol y natracualf típicos (11a M17ac2+M8tc+F5tc/D Na'h).

El DE 24 se desarrolla sobre limos y arcillas retransportados de la "pampa deprimida". En las zonas un poco más elevadas se desarrollan hapludoles taptónátricos y taptónárgicos, en las más planas natracuales típicos finos (24a M8tc2-M18:ag/Na D).

El DE 29 se desarrolla sobre arenas, limos y arcillas del delta del Paraná. Los suelos más característicos son

haplacuol hístico y haplacuent aérico, que forman complejo con hapludol ácuico (29a M7ht5+E3ae+M18ac/D Na Sa).

### Métodos y materiales

Los horizontes A y B de los diferentes suelos fueron muestreados usando tubos de plástico rígido de 10 cm de diámetro, los que fueron seccionados verticalmente por el centro y submuestreados a intervalos de 2 cm.

Todas las mediciones fueron realizadas en muestras naturales, secadas a temperatura ambiente, cuidando de preservar la estructura original de los suelos.

Se midió con un magnetómetro criogénico la declinación, inclinación e intensidad de la magnetización remanente natural (mrn) de las muestras, con el fin de determinar las características y la estabilidad de la magnetización.

Se midió la susceptibilidad magnética (X) de las muestras con un susceptibilímetro Bartington de doble frecuencia (1 y 10 Kh). Estas mediciones son, por una parte, aproximadamente proporcionales a la concentración de minerales ferrimagnéticos presentes en las muestras y por otra parte permiten reconocer la presencia de granos de tamaños límite entre el dominio simple y el superparamagnético (Maher 1986).

Se realizaron análisis termomagnéticos con campos intensos, con el fin de aportar información respecto de la mineralogía magnética, siguiendo el procedimiento de Petersen *et al.* (1986).

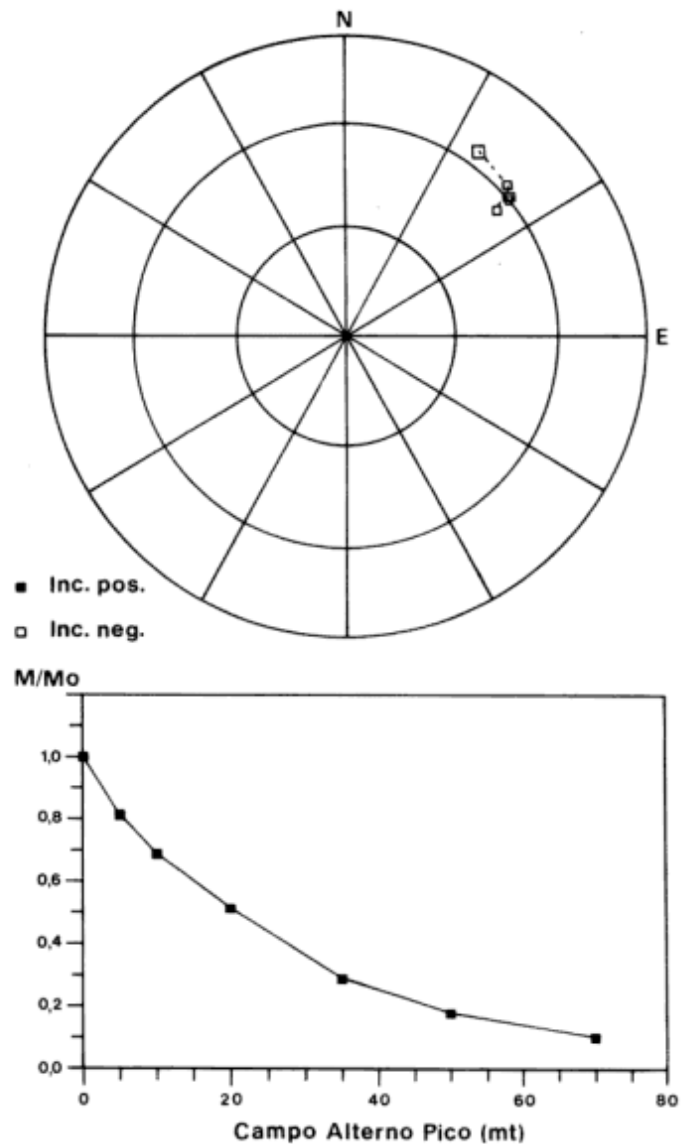
Asimismo se analizó el contenido de bacterias magnéticas en los diferentes horizontes, con el fin de reconocer el aporte biogénico en el origen *in situ* de magnetita (Petersen *et al.* 1993).

### Resultados

Las muestras de suelos han presentado una magnetización remanente natural (mrn) producida por el alineamiento estadístico de los minerales magnéticos en el campo magnético terrestre.

Todas las muestras obtenidas han sido sometidas al análisis de la mrn. La variación de la mrn durante el proceso de desmagnetización por campos magnéticos alternos de la mayor parte de las muestras, ha evidenciado un comportamiento estable de la magnetización pero con valores de inclinación generalmente bajos (Fig. 2). Sólo el horizonte A del suelo del DE 24a se ha presentado poco estable de sus direcciones de magnetización (Fig. 3). En el horizonte A del suelo del DE 8c se presentan muestras con ambos tipos de comportamiento.

En la Fig. 4 se observan las variaciones de los valores de intensidad y de la susceptibilidad magnética a lo largo de los perfiles muestreados.



**Figura 2:** Variación en la dirección e intensidad de la magnetización remanente de la muestra A4, del horizonte A de suelo del DE 8a, luego de cada etapa de desmagnetización por campos magnéticos alternos.

Los horizontes B de suelo pertenecientes a los dominios edáficos 8a, 11a y 24a, presentan un aumento en los valores de susceptibilidad en relación a sus horizontes A, mientras que suelos de los dominios edáficos 29a y 8c presentan una tendencia opuesta.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 8a y ubicados en zonas elevadas y bien drenadas de la "Pampa ondulada", presentan los valores máximos de susceptibilidad, aumentando éstos con la profundidad.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 11a, ubicados en una planicie plano-cóncava, si bien presentan similar comportamiento de la susceptibilidad que el evidenciado en los del dominio edáfico 8a, presentan valores mucho más bajos para la misma.

Tabla 3: Dominio edáfico.

Dominio edáfico   <b>11a</b>	Suelo   <b>M17ac2</b> D Na H   Factores limitantes	Asociación   <b>+ M8tc +</b>	Suelo   <b>F5tc</b>	Orden   <b>M17</b> Gran grupo	Familia text.   <b>ac 2</b> Subgrupo
------------------------------------	---	------------------------------------	---------------------------	--	---

Si en el numerador aparece un solo suelo (consociación) se estima que el mismo ocupa más del 85% de la unidad. Si aparecen dos, se le asignan 60% y 40% respectivamente. Si aparecen tres, se le asignan 50%, 30% y 20% respectivamente. Cuando estos suelos forman una asociación sus símbolos se separan mediante (-); si forman un complejo mediante el signo (+). La **Familia Textural** se indica únicamente para suelos dominantes.

Orden-Gran grupo	Subgrupo	Familia text.	Factores limitantes
E	Entisol	ac ácuico	O Sin limitaciones
E3	Haplacuent	ae aérico	D Drenaje deficiente
F	Alfisol	ag tapto árgico	h Suscept. a la erosión hídrica
F5	Natracuulf	tc típico	H' Erosión hídrica actual
M	Molisol	ht hístico	Na Alcalinidad sódica a más de 50cm
M7	Haplacuol		Na' Alcalinidad sódica a menos de 50cm
M8	Natracuol		Sa Salinidad
M17	Hapludol		

Fuente: CIRN 1989.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 24a, ubicados en la "pampa deprimida", han presentado similares valores de la susceptibilidad en su horizonte A y B.

Suelos representativos del dominio edáfico 8c, ubicados en zonas deprimidas de la "pampa ondulada" y saturados de agua, presentan los valores más bajos de susceptibilidad, con un relativo incremento de la misma en su horizonte superior.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 29a y representativos de la región del delta, también evidencian un incremento de la susceptibilidad en su sección superior (Fig. 4e).

Con el fin de reconocer aspectos vinculados al tamaño de grano de los minerales magnéticos, se analizó la dependencia de la susceptibilidad con la frecuencia del campo aplicado (*frequency-dependent susceptibility*: Xfd). Se realizaron mediciones de susceptibilidad a altas y bajas frecuencias, obteniéndose los mismos valores para dichas mediciones, verificándose la ausencia de Xfd, la que se presenta comúnmente en magnetitas muy finas, especialmente aquéllas que se extienden en el límite del dominio simple al superparamagnético (0,01-0,03  $\mu\text{m}$ ) (Maher 1986, Maher y Taylor 1988).

Los valores de la intensidad de la magnetización del mrn presentan el mismo comportamiento que la susceptibilidad, sugiriendo que la variación de sus valores no depende de cambios en la intensidad del cmt sino a procesos de concentración de minerales magnéticos. Ambos parámetros reflejan en estas circunstancias, procesos vinculados fundamentalmente a la sedimentación y a la edafogénesis (Fig. 4).

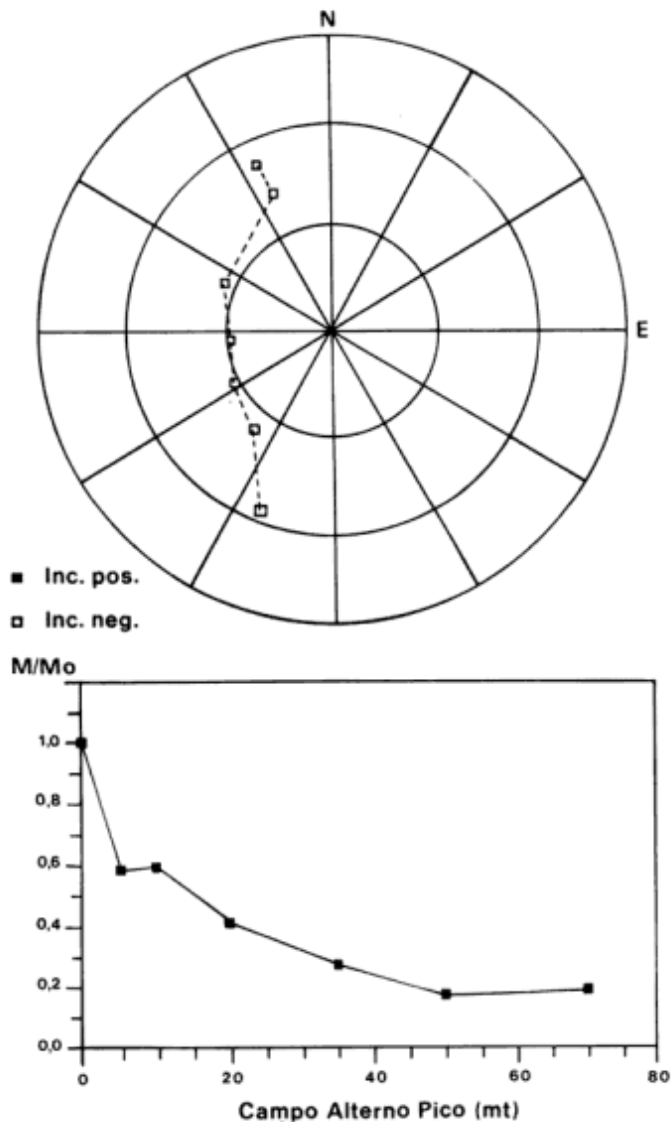
Muestras de los horizontes A y B de suelos pertenecientes a los dominios edáficos 8a, 11a y 24a han sido tratadas de manera de verificar la presencia de bacterias productoras de magnetita. Para ello las muestras de suelo fueron selladas en tubos de prueba, donde se les adicionó nutrientes para bacterias. En la Fig. 5 es posible observar las curvas de incremento de la susceptibilidad en función del tiempo para cada una de las muestras mencionadas.

De esta prueba surge que la producción biogénica de magnetita en las muestras superficiales fue claramente positiva en el horizonte A de suelo perteneciente al dominio edáfico 24a y fue débilmente positiva en el horizonte A del suelo del dominio edáfico 11a. En el resto fue prácticamente nula.

La magnetita presente en los suelos puede ser alotígena o autígena.

La formación de magnetita *in situ*, durante el desarrollo del suelo, ha sido ampliamente reconocida. La discusión sobre su origen inorgánico (Maher y Thompson 1988), como así también sobre su origen orgánico (Petersen *et al.* 1986, 1993; Fassbinder *et al.* 1990), ha sido superada, en el reconocimiento que se producen ambos tipos de procesos.

El hecho de que el suelo perteneciente al dominio edáfico 8a haya presentado los valores más elevados de susceptibilidad magnética (e intensidad de la *mrn*), y relativamente bajo contenido en bacterias magnéticas, sugiere que los minerales magnéticos presentes son de origen inorgánico.



**Figura 3:** Variación en la dirección e intensidad de la magnetización remanente de la muestra E6, del horizonte A de suelo del DE 24a luego de cada etapa de desmagnetización por campos magnéticos alternos.

Con el fin de identificar la mineralogía de la fase magnética, se sometió a las muestras a un proceso de separación (Petersen *et al.* 1986) y se analizaron estos separados. Las curvas termomagnéticas obtenidas indican la presencia dominante de magnetita (Fig. 6).

## Discusión

Se han reconocido diferentes fuentes de los minerales magnéticos presentes en los suelos (Hilton 1987), ellos pueden provenir de la erosión, transporte y depositación de rocas y suelos preexistentes, pueden provenir de cenizas volcánicas, de partículas cósmicas, de polución antropogénica, pueden formarse *in situ* por procesos inorgánicos o por generación biogénica.

Los suelos muestreados se desarrollaron sobre sedimentos loésicos o loess retrabajados de similar composición mineralógica, por lo que la componente alotígena de minerales magnéticos puede ser considerada la misma para todos ellos. De igual forma pueden considerarse el aporte de cenizas volcánicas, partículas cósmicas y componentes de polución, por encontrarse las zonas muestreadas a distancias similares de las zonas volcánicas como así también de los centros urbanos.

Los factores que han influido en las variaciones del registro magnético, parecen estar asociados a los procesos inorgánicos y biogénicos vinculados a los procesos edáficos, controlados por la topografía y la presencia y composición de las soluciones circulantes.

La estabilidad de la magnetización registrada en la mayor parte de las muestras, incluso en los suelos hidromórficos, sugiere que ésta no depende del contenido en agua (Veresub *et al.* 1979).

El argiudol muestreado en el dominio edáfico 8a ha presentado los máximos valores de susceptibilidad e intensidad, reflejando la máxima concentración de minerales magnéticos, con un incremento de esos valores con la profundidad. El origen de los minerales magnéticos es inorgánico.

Por otra parte, el aumento de la susceptibilidad con la profundidad, sugiere que la mayor proporción de componentes magnéticos presentes proviene del material parental.

El complejo de suelos que forma el dominio edáfico 11a, está compuesto por argiudol ácuico, natracuol y naracuol típicos en proporciones de 50%, 30%, 20% respectivamente, con drenaje deficiente, alcalinidad sódica a menos de 50 cm de profundidad y susceptibilidad a la erosión hídrica.

La susceptibilidad magnética ha presentado valores mucho más bajos que en suelos del dominio edáfico 8a, pero ha mantenido la tendencia de su incremento con la profundidad.



Estos primeros resultados sugieren que la alcalinidad sódica y el drenaje deficiente disminuyen sustancialmente los valores de la susceptibilidad magnética y que supera ampliamente un efecto reducido de generación biogénica de magnetita evidenciado en la Fig. 5.

La asociación de suelos correspondientes al dominio edáfico 24a, está compuesta por natracuol típico fino,

hapludol taptó-nátrico y taptó-árgico, con drenaje deficiente y alcalinidad sódica a más de 50 cm de profundidad.

Los valores de susceptibilidad magnética son aproximadamente similares en la sección superior que en la más baja del perfil muestreado. Estos valores se encuentran afectados por la existencia de un drenaje deficiente. La tendencia a un incremento de los valores

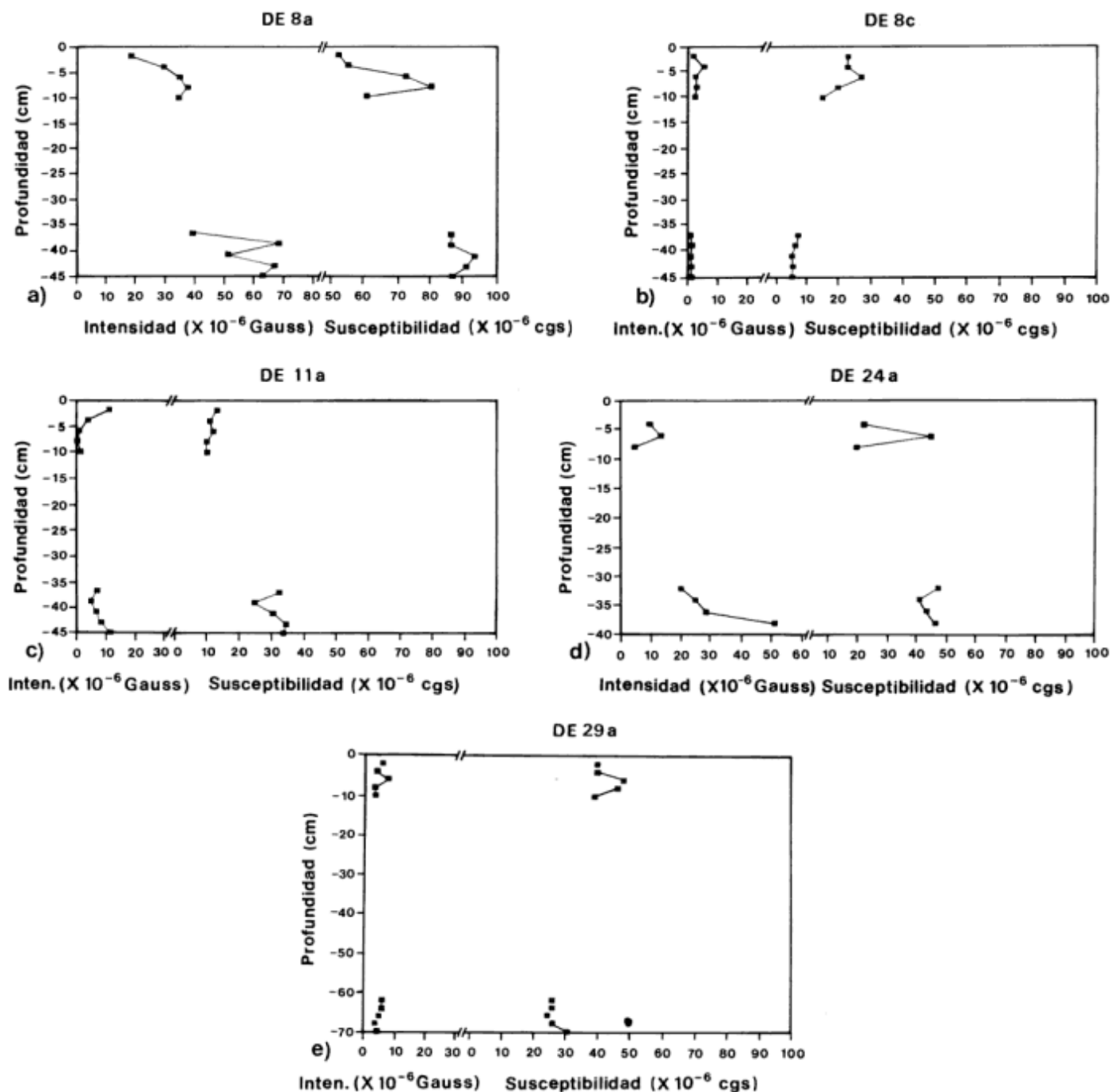


Figura 4: Intensidad de la magnetización remanente natural y de la susceptibilidad magnética de los perfiles de suelo correspondientes a los DE 8a, 8c, 11a, 24a y 29a.

de la susceptibilidad magnética con la profundidad, evidenciada en los dominios edáficos anteriores, parece estar aquí compensado por la producción de magnetita biogénica del horizonte superior.

El dominio edáfico 29a está compuesto por un complejo de suelos haplacuol hísticos, haplacuent álbico y hapludol ácuico, limitados por drenaje deficiente, alcalinidad sódica a más de 50 cm de profundidad y salinidad. Los valores de susceptibilidad magnética disminuyen con la profundidad, la presencia de alcalinidad sódica podría ser la causa de esta tendencia.

Los suelos saturados del dominio edáfico 8c forman un complejo compuesto por natracuol y natracuolf típicos, con argiudol ácuico, con alcalinidad sódica a menos de 50 cm de profundidad y drenaje deficiente. Los valores de la susceptibilidad magnética son bajos y disminuyen con la profundidad. Si bien la presencia de estos bajos valores puede asociarse a la alcalinidad sódica y el drenaje deficiente en el suelo, no tenemos aún elementos para explicar las diferencias entre la sección superior del suelo muestreado y la inferior.

La presencia de alcalinidad sódica en los 50 cm superiores de los dominios edáficos 8c, 11a y en los 50 cm inferiores del 29a, podría ser la causa principal de la reducción en los valores de susceptibilidad magnética de esos niveles.

Los resultados obtenidos sugieren que el principal aporte de minerales magnéticos a los suelos de esta región proviene del material loésico parental, retrabajado y con frecuente aporte eólico de cenizas.

En razón de que los suelos analizados en este trabajo comparten el tipo de material parental, al igual que las condiciones climáticas bajo las que se desarrollaron, las diferencias en los valores de la susceptibilidad magnética observadas parecerían deberse principalmente a la ubicación topográfica que controla el drenaje del suelo y la erosión y transporte por agua, a la alcalinidad sódica que

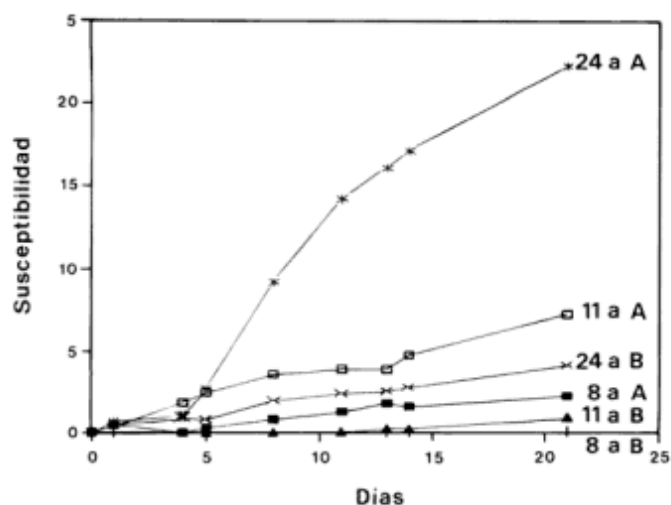


Figura 5: Curvas de variación de la producción biogénica de magnetita

diluye la señal magnética y a la presencia de bacterias magnéticas que en alguno de los casos produjo un aumento de minerales magnéticos con el consecuente aumento de los valores de susceptibilidad.

Si bien se ha tratado de establecer correlaciones generales entre algunas características de los suelos y sus parámetros magnéticos y se ha postulado que la mayor parte de los suelos bien drenados en el mundo exhibirían un aumento de minerales ferrimagnéticos secundarios (magnetita/maghemita) (Le Borgne 1955, Mullins 1977, Dearing *et al.* 1986) en sus horizontes superiores, mientras que por el contrario, los suelos saturados en agua, presentan generalmente comportamientos opuestos (Thompson y Oldfield 1986), creemos necesario que se deben explicitar los alcances y escalas donde estas generalizaciones son válidas.

Las características regionales y locales que incluyen aspectos sedimentológicos, hidrológicos, geomorfológicos, climáticos, biológicos y antropogénicos, dan lugar a correlaciones particulares, las que deben ser identificadas y acotadas al ámbito en que se verifican.

## Conclusiones

Los resultados preliminares obtenidos sugieren que:

La contribución del material loésico parental parece ser la fuente más importante de minerales magnéticos de los suelos de la región.

La topografía controla el efecto de erosión y transporte por agua. Los valores de susceptibilidad disminuyen con el aumento del contenido de agua en los suelos.

La alcalinidad sódica reduce significativamente los valores de susceptibilidad magnética.

La mayor contribución de minerales magnéticos en

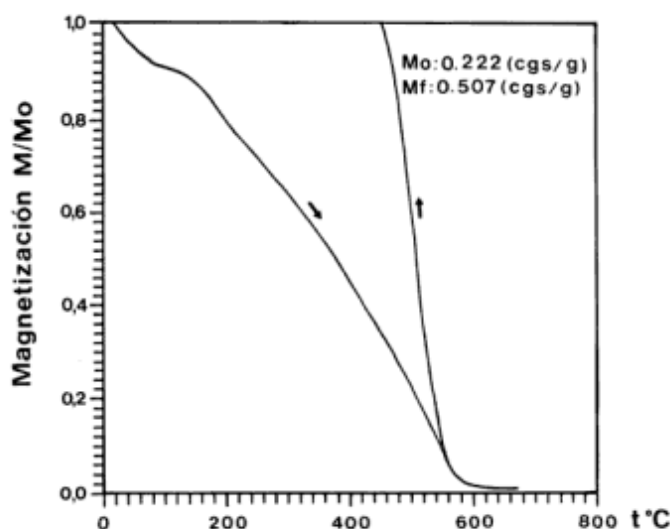


Figura 6: Curva termomagnética y temperatura de Curie.

los suelos del área es de origen inorgánico.

En razón de la sensibilidad de los parámetros magnéticos analizados con los aspectos ambientales arriba expuestos, se recomienda ampliar y profundizar este tipo de estudios, lo que por otra parte permitirá contar con información estadísticamente representativa.

### Agradecimientos

La autora desea agradecer a Nikolai Petersen de la Universidad de Munich, quien facilitó el acceso a los laboratorios de dicha institución, a Daniel Vargas por su apoyo en las labores de campo, a Monika Hanesh por su ayuda en las mediciones termomagnéticas, a la Universidad de Munich, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y al Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" que han brindado el apoyo para la realización de estas tareas.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beget, J.E., Stone, D.B. y Hawkins, D.B., 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaska loess during the late Quaternary. *Geology*, 18:40-43.
- Bloemendal, J. y deMenocal, P., 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 342: 897-900.
- CIRN, 1989. Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Proyecto PNUD ARG 85/019.
- Dearing, J., Morton, R., Price, T. y Foster, I., 1986. Tracing movements of topsoil by magnetic measurements: two case studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 93-104.
- Evans, M.E. y Heller, F., 1994. Magnetic enhancement and paleoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the loess plateau of China. *Geophysical Journal Int.*, 117: 257-264.
- Fassbinder, J.W., Stanjek, H. y Vali, H., 1990 Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, 343: 161-163.
- Heller, F. y Liu Tungsheng 1986. Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophysical Research Letters*, 13(11): 1169-1172.
- Heller, F., Meili, B., Junda, W., Huamei, L. y Liu Tungsheng, 1985. Magnetization and Sedimentation History of Loess in Central Loess Plateau of China. En: Liu Tungsheng (Ed.): *Aspects of Loess Research*, China Ocean Press, pp. 147-163. Academia Sinica, Beijing.
- Hilton, J., 1987. A simple model for the interpretation of magnetic records in lacustrine and ocean sediments. *Quaternary Research*, 27:160-166.
- Kukla, G., Heller, F., Liu Xiu Ming, Xu Tong Chun, Liu Tung Sheng y An Zhi Sheng, 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16: 811-814.
- Kukla, G., An, Z.S., Melice, J.L., Gavin, J. y Xiao, J.L., 1990. Magnetic susceptibility record of Chinese Loess. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81: 263-288.
- Le Borgne, E. 1955. Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Annals of Geophysics*, 11: 399-419.
- Liu Tungsheng *et al.*, 1985a. Loess and the environment. China Ocean Press: 1-251, Beijing.
- Liu Tungsheng, An Zhisheng, Yuan Baoyon y Han Jiamao, 1985b. The Loess-Paleosol Sequence in China and Climatic History. *Episodes*, 8(1): 21-28.
- Liu Xiuming, Shaw, J., Liu Tungsheng, Heller, F. y Yuan, Baoyon, 1992. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophysical Journal Int.*, 108: 301-308.
- Maher, B., 1986. Characterization of soils by mineral magnetic measurement. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 76-92
- Maher, B. y Taylor R., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 1336: 368-370.
- Maher, B.A. y Thompson, R., 1992. Paleoclimatic significance of the mineral Magnetic Record of the Chinese Loess and Paleosols. *Quaternary Research*, 37: 155-170.
- Mullins, C., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in Soil Science. *Journal of Soil Science*, 28: 223-246.
- Nabel, P., Camilión, C., Machado, G., Spiegelman, A. y Mormeneo, L., 1995. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero Prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 193-206.
- Oades, J.M. y Townsend, W.N., 1963. The detection of ferromagnetic minerals in soils and clays. *Journal of Soil Science*, 14: 179-187.
- Petersen, N., von Dobeneck, T. y Vali, H., 1986. Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean. *Nature*, 320: 611-615.
- Petersen, N., Schmidbauer, E., Srattnner, M. y Schiler, D., 1993. On the occurrence of bacterial magnetite in limnic sediments and soil. *Transactions of American Geophysical Union* 11 (Suppl.1): 90.
- Schwertmann, U. y Taylor, R., 1977. Iron oxides. En: J.B. Dixon (Ed.): *Minerals in soil environment*, pp. 145-180.
- Thompson, R. y Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, 219 pp. London.
- Verosub, K.L., Ensley, R.A. y Ulrick, J.S., 1979. The role of water content in the magnetization of sediments. *Geophysical Research Letters*, 6(4): 226-228.
- Zheng, H., Oldfield, F., Yu, L., Shaw, J. y An, Z., 1991. The magnetic properties of particle-sized samples from the Luo Chuan loess section: evidence for pedogenesis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 68: 250-258.

**Recibido:** 14 de junio, 1995

**Aceptado:** 30 de abril, 1996

# Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del río Paraná

Esteban PASSEGGI

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Departamento de Limnología Física y Química, Instituto Nacional de Limnología (INALI), José Macía 1933, 3016, Santo Tomé, Santa Fe, Argentina*

**ABSTRACT:** *Mineralogical variations of river bed sediments in secondary channels of the Paraná river floodplain. The mineral composition of river bed sediments was evaluated for three secondary channels of differing hierarchy within the middle Paraná river floodplain. They were compared with that of the main channel in order to detect possible compositional modifications. Although no marked qualitative variations were found, some significant changes in the mineral proportions were observed. Mineralogical maturity was greatest in the main channel and decreased towards the lower hierarchy, secondary floodplain streams, as shown by the increase of feldspar (plagioclase) percentage within the light mineral fraction. Among the heavy minerals, opaques, zircon and rutile increased from the main channel to the secondary channels with a corresponding decrease in the assemblage kyanite-tourmaline-staurolite-garnet. This probably occurred as a result of the progressive sorting related to textural variations in these fluvial sediments.*

## Introducción

La llanura de inundación de un río está sujeta a una compleja interacción de procesos fluviales, entre los que se destacan las inundaciones y los procesos que tienen lugar en los cauces. Estos últimos son, esencialmente, producto de la potencia de la corriente y de las características de los sedimentos transportados.

En el caso del tramo medio del río Paraná, el particular diseño trenzado de su cauce principal y la compleja red de avenamiento de su llanura aluvial determina que el flujo se distribuya en numerosos cauces secundarios, permanentes o temporarios, que en promedio transportan alrededor del 15 % del volumen líquido total en el valle (Drago 1984a; Marchese y Ezcurra de Drago 1992). La importancia de estos cursos dentro del sistema fluvial está dada, fundamentalmente, por su caudal y por el lugar que ocupan dentro de la articulación de la red de drenaje en cada sector de la llanura aluvial. Estos elementos son utilizados hoy en día para lograr una jerarquización objetiva de dichos cauces dentro de las llanuras aluviales (Drago, comunicación personal, 1995).

En lo que respecta a la caracterización de los sedimentos fluviales del río Paraná medio, sea como carga suspendida o como carga de lecho, la información es relativamente abundante en lo que se refiere al cauce principal (Amsler y Drago 1984; Bertoldi de Pomar 1980, 1984a, 1984b; Drago 1977a, 1977b, 1984a, 1984b; Passeggi y Bertoldi de Pomar 1991; Passeggi 1991) no ocurriendo así con los cauces

secundarios. Este vacío en el conocimiento se refleja en la ausencia de información referida a sus sedimentos de fondo y, en particular, a su composición mineralógica.

Por este motivo, el objetivo de este trabajo se orienta hacia la evaluación de la mineralogía de los sedimentos de fondo pertenecientes a cauces secundarios de diferente jerarquía de la llanura aluvial del río Paraná. Esta información posibilitará realizar comparaciones con el cauce principal en orden a detectar posibles cambios composicionales en la carga de lecho de los mismos.

## Materiales y métodos

Se analizaron un total de 28 muestras de sedimentos de lecho, obtenidas en cauces de diferente jerarquía situados en un área representativa de la llanura aluvial del río Paraná (31° 40'-31° 44' S y 60° 35' 50"-60° 45' O; Fig. 1).

De las 28 muestras, 9 se obtuvieron en el cauce principal del río Paraná el cual transporta más del 70% (14000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) del caudal medio anual en esta sección transversal del valle (17000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). Este porcentaje representa el primer grado de jerarquía dentro de la red fluvial (Drago, comunicación personal, 1995); 6 muestras se obtuvieron en el río Colastiné, un cauce secundario de tercer grado que descarga entre el 10% y el 50% (1800 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) del caudal total; 10 en el río Correntoso, un cauce de sexto grado que descarga entre el 0,5% y el 1% (150 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) y 3 muestras en el



arroyo Yacaré que, con menos del 0,5% del caudal total transportado a través del valle, constituye un cauce de séptimo grado.

Es necesario aclarar que los tres cauces secundarios mencionados tienen regímenes hidrológicos directamente vinculados al del río Paraná, aunque con diferencias en cuanto a la permanencia del flujo. Por un lado, el río Colastiné presenta un régimen permanente al igual que el Correntoso a pesar de que este último puede registrar velocidad de corriente nula. El arroyo Yacaré, en cambio, alcanza un alto grado de intermitencia.

El estudio mineralógico se concentró en cuatro fracciones de tamaño ( $\phi 1$  a  $\phi 4$ ), las cuales registraron suficiente material como para posibilitar una fácil separación con bromoformo entre minerales livianos y pesados.

Luego de obtener el porcentaje en peso de minerales pesados para cada muestra, alícuotas cuidadosamente cuarteadas de cada fracción se sometieron al análisis microscópico a grano suelto. El mismo consistió en estudios ortoscópicos y conoscópicos con luz transmitida usando como líquidos de contraste eugenol puro ( $n = 1,54$ ) y  $\alpha$ -monobromonaftaleno ( $n = 1,65$ ) para los minerales livianos y pesados, respectivamente. La cuantificación se realizó mediante la técnica de campos al azar contando no menos de 300 granos por preparado (se utilizaron, como mínimo, 2 preparados por fracción).

Los resultados fueron ponderados en función de la cantidad de material presente en cada fracción granulométrica, obteniéndose para cada muestra los porcentajes relativos de cada especie mineral (Tabla 1).

Estos datos fueron analizados a través de técnicas

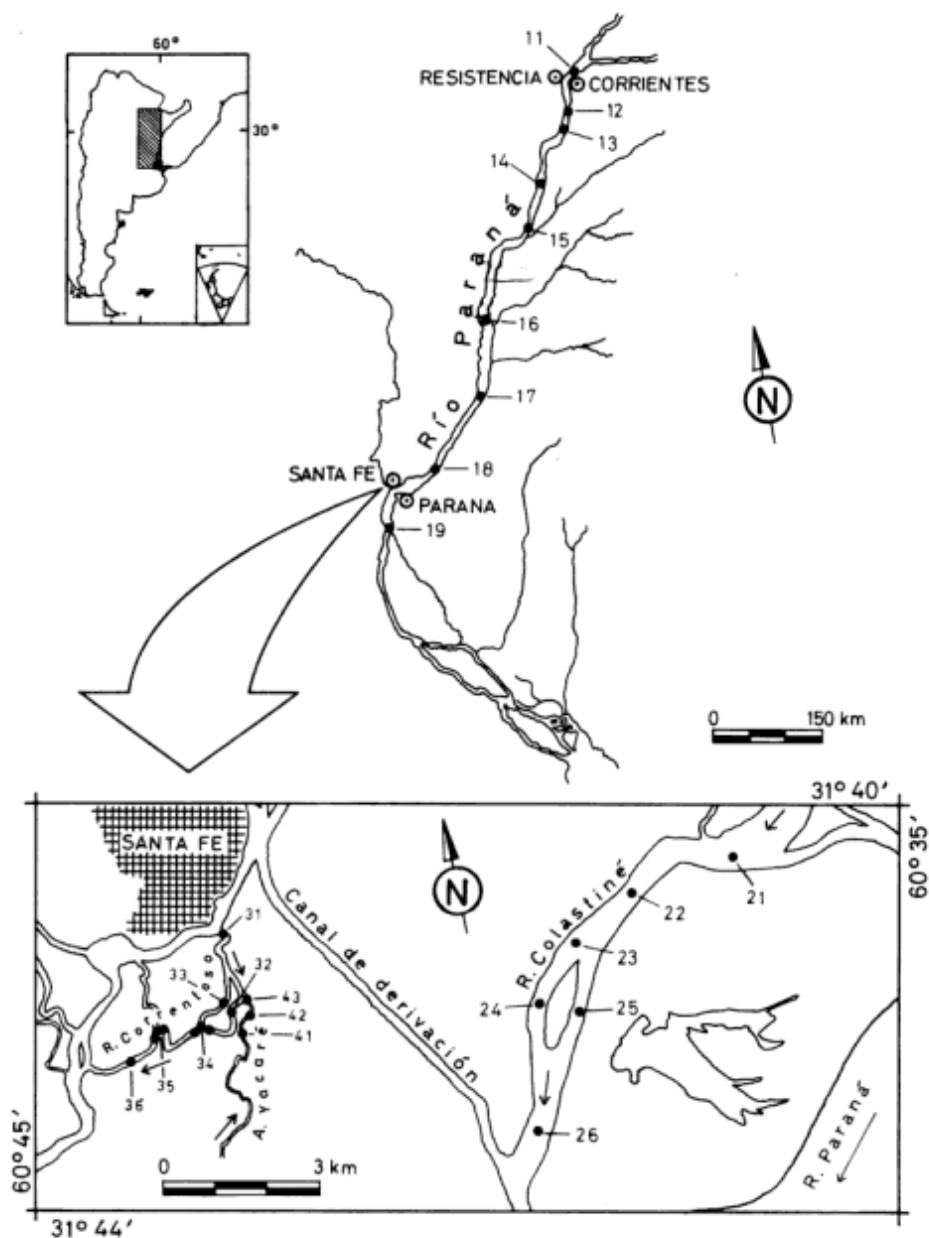


Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada y situación de los puntos de muestreo.

Muestras	Minerales Livianos																			Minerales Pesados																			Indíces Mineralógicos			
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	IM	IFD	IAMG	ZTR																			
11	90,39	6,06	2,99	0,57	1,21	8,34	89,09	0,01	0,64	0,35	0,08	0,05	0,69	0,21	0,09		0,43	0,02		27,10	0,84	0,91	7,94																			
12	90,70	3,28	2,01	3,95	1,51	1,91	81,19	2,80	1,99	2,72	1,04	0,58	4,68	1,03	0,44	0,08	0,83	0,15	0,56	15,77	0,34	0,98	14,57																			
13	94,21	1,86	2,24	1,68	0,68	2,82	71,33	8,47	4,91	3,53	2,27	0,02	4,36	0,62	0,70	0,47	0,16	0,02	0,30	24,49	0,57	0,96	18,50																			
14	96,69	1,00	1,64	0,67	0,54	1,64	60,02	10,44	4,27	2,89	3,01	0,51	10,52	1,43	1,85	2,11	0,58	0,45	0,29	42,30	0,71	0,97	16,78																			
15	98,97	0,52	0,50	0,01	0,53	0,26	48,72	1,75	8,46	3,33	4,65	1,04	19,87	2,80	4,02	4,00	0,05	0,19	0,85	196,40	0,98	0,99	14,40																			
16	98,53	0,77	0,18	0,52	0,28	0,07	42,85	0,50	10,64	1,04	3,67	0,09	26,82	6,67	6,90	0,50	0,11	0,15		142,12	0,26	1,00	8,51																			
17	94,99	2,63	1,87	0,50	0,51	1,69	44,50	9,26	10,06	1,72	5,50	1,01	16,92	2,15	5,71		0,67	0,03	0,79	41,19	0,79	0,96	18,96																			
18	98,98	0,97	0,03	0,01	0,69	1,01	37,07	1,73	18,38	0,21	7,49	0,31	16,58	6,41	10,59		0,15	0,07		2504,65	0,64	0,97	19,00																			
19	95,99	1,90	1,31	0,80	0,17	0,17	39,32	0,34	12,24	0,42	11,49	0,18	15,99	11,87	6,95		0,48	0,41	0,14	46,34	0,62	1,00	25,22																			
21	78,18	11,37	4,05	5,98	1,51	1,88	73,32	2,44	11,12	2,36	1,92	3,40	0,27	0,25		0,02	2,33	0,45	0,23	8,93	0,40	0,97	51,43																			
22	94,89	2,49	1,36	1,21	1,15	5,06	56,12	0,15	2,95	0,47	1,80	0,80	19,28	5,73	6,58		0,96	0,09		37,77	0,53	0,92	7,54																			
23	98,35	0,82	0,51	0,32	0,73	0,86	29,06	26,92	0,38	2,57	5,28	0,09	13,23	8,01	6,94		6,61	0,05		118,72	0,61	0,97	12,65																			
24	97,15	1,51	0,73	0,61	5,45	8,24	73,79		3,37	0,44	1,43	1,26	2,95	3,19	4,24	0,22	0,22	0,65		73,88	0,55	0,90	22,93																			
25	96,17	1,72	1,26	0,85	2,57	1,88	35,51	0,01	19,56	2,57	6,21	0,24	12,68	9,39	9,04		1,43	0,28	1,21	46,36	0,60	0,95	15,63																			
26	96,85	1,48	1,10	0,56	3,44	3,30	54,38		14,82	0,13	2,30	1,75	7,81	5,99	7,96		0,63	0,21	0,73	59,14	0,66	0,94	15,46																			
31	92,15	4,15	1,64	1,80	0,87	4,39	59,64	2,15	9,88	4,30	3,83	1,33	4,77	0,85	3,53	0,54	2,81	1,16	0,82	27,99	0,48	0,93	26,41																			
32	74,13	11,87	4,83	8,28	0,66	1,99	64,33	3,85	13,21	5,26	3,20	3,15	0,94	1,03	0,22		1,83	0,65	0,34	6,56	0,37	0,97	42,14																			
33	79,36	12,42	3,34	3,32	0,51	2,16	55,84	9,91	22,79	3,10	3,10	0,95		0,72			1,43			13,77	0,50	0,96	43,57																			
34a	96,77	1,65	0,90	0,68	0,11	0,74	35,31	0,01	21,00	0,88	3,52	0,02	29,75	3,16	4,12	0,09	1,05	0,09	0,26	62,20	0,57	0,98	8,45																			
34b	96,00	2,44	0,76	0,78	0,08	8,19	65,08	1,44	9,60	1,81	4,27	0,83	2,52	1,07	1,96		1,69	0,03	1,50	64,01	0,49	0,89	32,68																			
34c	96,06	1,84	1,05	0,96	1,89	5,53	55,01	0,19	11,79	0,58	2,29	1,49	11,60	5,56	2,58		2,26	0,44	0,69	48,66	0,52	0,91	15,37																			
35a	83,94	7,38	2,40	4,33	0,69	0,92	60,48	8,89	18,34	2,04	1,77	3,22	0,83	1,10	0,39		1,64	0,39		13,56	0,36	0,99	47,31																			
35b	73,92	13,78	3,68	6,56	0,19	2,98	52,66	11,46	27,37	1,32	1,34	0,22	0,01	0,23			1,54	0,66	0,22	8,56	0,36	0,95	40,13																			
35c	77,21	13,34	2,34	5,62	0,45	4,13	49,82	8,08	20,29	4,36	4,36	1,61	0,69	1,61			3,91	1,15		11,37	0,29	0,92	40,24																			
36	79,06	10,94	4,45	2,07	0,56	2,37	45,70	13,81	30,62	1,71	1,93	0,86	0,21	0,43			1,72	0,64		13,80	0,68	0,95	45,65																			
41	92,59	2,00	1,80	1,87	0,79	4,24	69,30	0,77	10,46	1,38	3,02	2,07	2,77	1,13	1,61	0,11	2,32	0,83		25,77	0,49	0,94	38,85																			
42	83,48	5,44	4,14	5,95	0,88	5,17	58,92	5,84	18,38	2,88	2,51	2,15	0,99	0,56	0,78		1,81			8,81	0,41	0,92	39,91																			
43	85,75	9,62	1,72	2,11	1,17	4,25	38,77	19,33	25,98	3,40	2,49	2,44	1,27	0,30	0,51	0,15				24,94	0,45	0,90	45,69																			

**Tabla 1:** Resultados del análisis mineralógico de 28 muestras de sedimentos de fondo del cauce principal del río Paraná y tres cauces secundarios de su llanura de inundación. a= cuarzo; b= calcedonia; c= feldespatos potásicos; d= plagioclasas; e= % minerales pesados; f= magnetita; g= opacos amagnéticos; h= biotita; j= grupo piriboles; k= turmalina; l= circón; m= cianita; n= granate; o= estaurrolita; p= corindón; q= grupo epidoto; r= rutilo; s= lawsonita; IM= índice de madurez de la fracción liviana (Pettijohn 1963)= (cuarzo + calcedonia)/feldespatos; IFD= feld. potas./feld. potas.+ plagioclasas; IAMG= AMG/(AMG + MG); ZTR= índice de madurez de la fracción pesada (Hubert 1962)= (CR + TM + RT).100/min. transp. no micáceos

multivariadas, las que incluyeron tanto análisis de agrupamiento y procedimientos de ordenación como análisis factorial en modo-Q y análisis de componentes principales (Harman 1976; Joreskog *et al.* 1976; Crisci y López Armengol 1983).

## Resultados y discusión

### Análisis de agrupamiento

El análisis de agrupamiento tuvo como finalidad evaluar la similitud de las muestras en base a su composición mineralógica (Tabla 1).

En el dendrograma de la Fig. 2 se observa que dichas muestras conforman un solo grupo a elevados valores de similitud. Esto constituye una clara evidencia de la homogeneidad composicional existente en los sedimentos estudiados.

Sólo a valores de similitud cercanos al máximo es posible diferenciar principalmente 3 agrupamientos: el grupo I, formado en su mayoría por las muestras provenientes del río Correntoso y del arroyo Yacaré; el grupo III, con predominio de las muestras del cauce principal del río Paraná; y el grupo II, constituido en partes casi iguales por muestras de los ríos Correntoso, Colastiné y Paraná.

### Análisis factorial en modo-Q

Utilizando la misma información empleada en el análisis de agrupamiento, se realizó el análisis factorial modo-Q, para tratar de establecer la

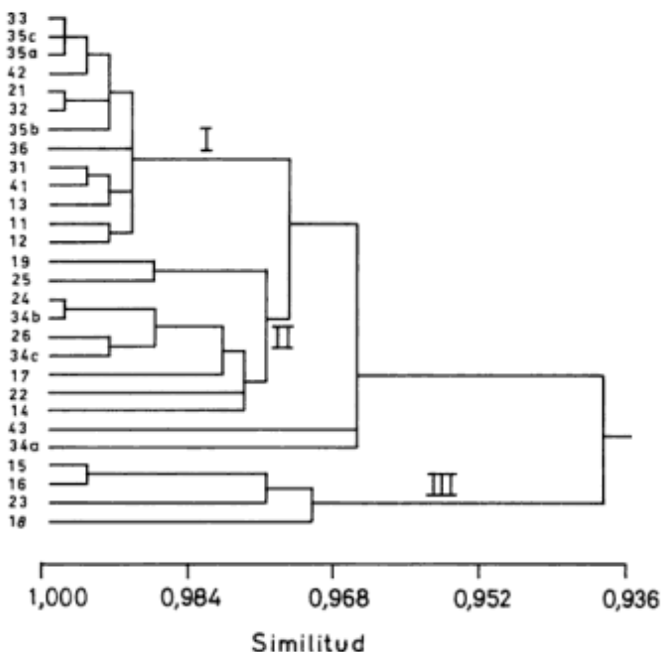


Figura 2: Análisis de agrupamiento. Dendrograma generado a partir de los datos mineralógicos de los 28 casos.

naturaleza de las diferencias que determinaron la conformación de los tres grupos de casos mencionados anteriormente. El análisis retuvo dos factores que en conjunto acumularon el 95,51 % de información, siendo el Factor 1 el más significativo, con el 78 % de la variabilidad total (Tabla 2).

La elevada comunalidad registrada en los 28 casos indica que los dos factores logran una buena descripción de la totalidad de las muestras. Las cargas de los factores rotados, según el procedimiento varimax, consideradas en el espacio bidimensional definido por los factores 1 y 2 (Fig. 3), señalan la mutua relación entre las mismas. Debido a que estos resultados se corresponden con los del análisis de agrupamiento realizado previamente, es posible individualizar en la figura los tres grupos principales encontrados en dicha oportunidad.

Aparentemente, cada factor refleja una serie de rasgos composicionales distintivos que, a su vez, guardan relación con un determinado grupo de muestras. Así, el grupo I representa en mayor medida las características asociadas al Factor 1, mientras que el grupo III refleja los rasgos definidos por el Factor 2.

El examen de las características mineralógicas de los núcleos más significativos de tales agrupamientos permite lograr una primera evaluación de los atributos mineralógicos que caracterizan a cada factor (Fig. 3).

Los sedimentos correspondientes a las muestras que son representadas por el Factor 2 (grupo III) se caracterizan por ser mineralógicamente maduros ( $IM=169,26$ ). Este hecho deriva de la gran predominancia del cuarzo, frente a componentes como los feldespatos en la fracción liviana (Tabla 1). A su vez, entre estos últimos dominan los individuos pertenecientes a la serie potásica (principalmente microclino), frente a las plagioclasas ( $IFD=0,62$ ). La fracción pesada, por su parte, está constituida casi en un 54 % por minerales transparentes. Entre éstos, se destaca una asociación de minerales metamórficos, estables y resistentes a la degradación mecánica, formada por cianita, turmalina, estauroлита y granate. El 46 % restante está constituido por minerales opacos, con una absoluta preponderancia de las variedades amagnéticas ( $IAMG=1,00$ ).

A medida que el Factor 2 pierde poder explicatorio sobre las muestras y el Factor 1 se hace más relevante (grupo I), la proporción de los componentes minerales mencionados sufre ciertas modificaciones. Estas pueden resumirse en: a) disminución del valor del índice de madurez por un progresivo aumento en la frecuencia de los feldespatos (principalmente de las plagioclasas) en la fracción liviana, b) aumento en la presencia de opacos en la fracción pesada, en detrimento de la asociación de minerales metamórficos, y c) aumento en la proporción de especies, como circón y rutilo, entre los minerales transparentes no micáceos.

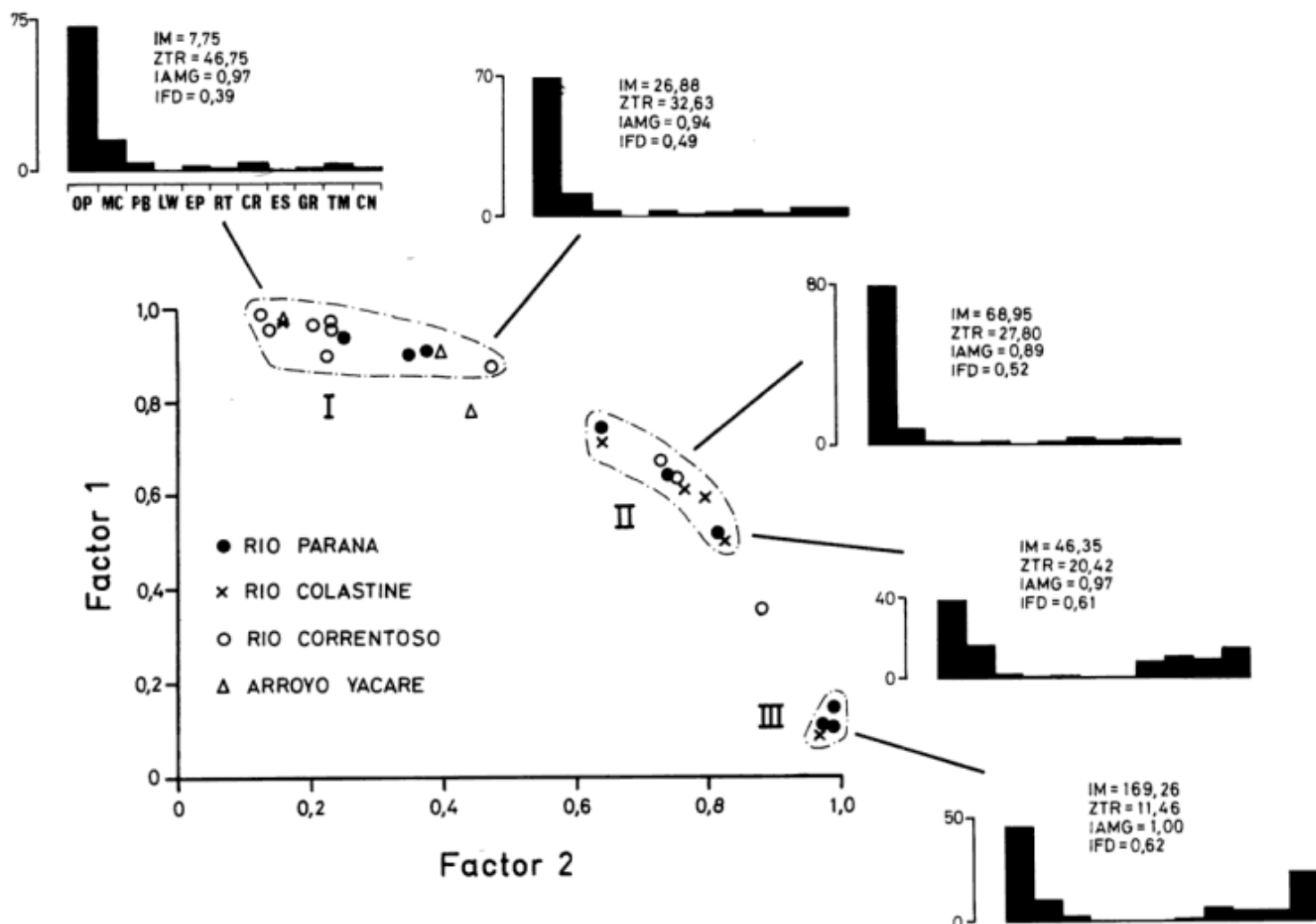
Como se puede apreciar, las diferencias son cuantitativas antes que cualitativas, es decir, relativas a cambios en las proporciones en que se presentan las mismas especies minerales, antes que a modificaciones en las asociaciones mineralógicas.

Antes de proponer una explicación a tales variaciones, resulta necesario destacar que los cursos de agua estudiados fluyen sobre un mismo sustrato, constituido por antiguos sedimentos aluvionales depositados por el río Paraná desde su aparición en la llanura Chacopampeana en el Plioceno (Iriondo 1979). Las características composicionales de estos depósitos coinciden ampliamente con las de los aluviones actuales (Iriondo 1973), por lo que debe descartarse por completo la posibilidad de que la composición del sustrato sea responsable de las variaciones observadas. Por lo tanto, es posible que la explicación más razonable a las mismas, surja de relacionar la composición mineral con otros factores tales como las

condiciones hidrodinámicas y la morfología de los cauces analizados.

En efecto, el caudal es el principal factor que incide sobre la dinámica geomorfológica e hidráulica de los cursos fluviales. De modo que las claras diferencias de caudal establecidas entre los cauces estudiados determinan, para cada caso, condiciones de transporte particulares. En lo que a carga de lecho se refiere, tales procesos dejan su impresión en los caracteres texturales de los sedimentos.

Estudios realizados en este sentido permitieron detectar que en el río Paraná dominan las arenas medias, moderadamente a bien seleccionadas, transportadas casi en un 95% por tracción y saltación. En cambio, en los cauces de menor jerarquía, disminuye el tamaño medio de los sedimentos y la selección decrece adquiriendo cada vez más relevancia el transporte por suspensión. Así, se encontró que en el arroyo Yacaré (de baja jerarquía) predominan los limos



**Figura 3:** Análisis factorial en modo Q. Proyección de las cargas de los factores (*factor loadings*) en el espacio bidimensional definido por el Factor 1 y el Factor 2. Los grupos de puntos delimitados por la línea cortada representan los agrupamientos surgidos del análisis de agrupamiento. Los gráficos de barra reflejan la composición mineralógica de los núcleos de tales agrupamientos.



**Tabla 2:** Análisis factorial en modo-Q. Autovalores, porcentajes relativos y acumulados de varianza, comunalidades y matriz de cargas de dos factores con rotación varimax.

	Muestra	Comunalidad	Factor 1	Factor 2
Río Paraná	11	0,9345	0,9002	0,3522
	12	0,9430	0,9369	0,2552
	13	0,9665	0,9069	0,3794
	14	0,9673	0,7455	0,6415
	15	0,9871	0,1045	0,9880
	16	0,9981	0,1477	0,9881
	17	0,9652	0,6422	0,7434
	18	0,9592	0,1084	0,9734
	19	0,9362	0,5185	0,8169
Río Colastiné	21	0,9818	0,9774	0,1627
	22	0,9203	0,7134	0,6414
	23	0,9403	0,0860	0,9659
	24	0,9604	0,6121	0,7653
	25	0,9373	0,5046	0,8762
	25	0,9373	0,5046	0,8262
	26	0,9867	0,5959	0,7947
Río Correntoso	31	0,9846	0,8711	0,4752
	32	0,9906	0,9867	0,1307
	33	0,9735	0,9579	0,2364
	34a	0,9048	0,3585	0,8811
	34b	0,9768	0,6397	0,7534
	34c	0,9885	0,6741	0,7308
	35a	0,9931	0,9683	0,2358
	35b	0,9344	0,9559	0,1436
	35c	0,9749	0,9650	0,2091
	36	0,8548	0,8959	0,2282
Arroyo Yacaré	41	0,9818	0,9065	0,4000
	42	0,9964	0,9848	0,1632
	43	0,8047	0,7792	0,4444
		Autovalores	21,9289	4,8139
		% de varianza	78,32	17,19
		% acumulado	78,32	95,51

finos con una extremadamente pobre selección y donde el transporte por suspensión supera el 30% (calculado mediante el método de Visher 1972).

Al relacionar todos estos elementos con las propiedades físicas de los minerales (vinculadas a su estabilidad y resistencia mecánica), se logra detectar la causa de los cambios en las proporciones relativas presentadas por algunas especies minerales.

Según Pettijohn (1963), entre los minerales detríticos existe la tendencia de ciertas especies a acumularse en determinadas fracciones de tamaño. Por lo tanto, en los ambientes fluviales, el tamaño final de un detrito mineral es función de su resistencia a la reducción, tanto mecánica como química. De este modo, en las fracciones más gruesas abundan los minerales más estables, mientras que en las finas, predominan aquellos minerales más susceptibles de ser afectados por el transporte.

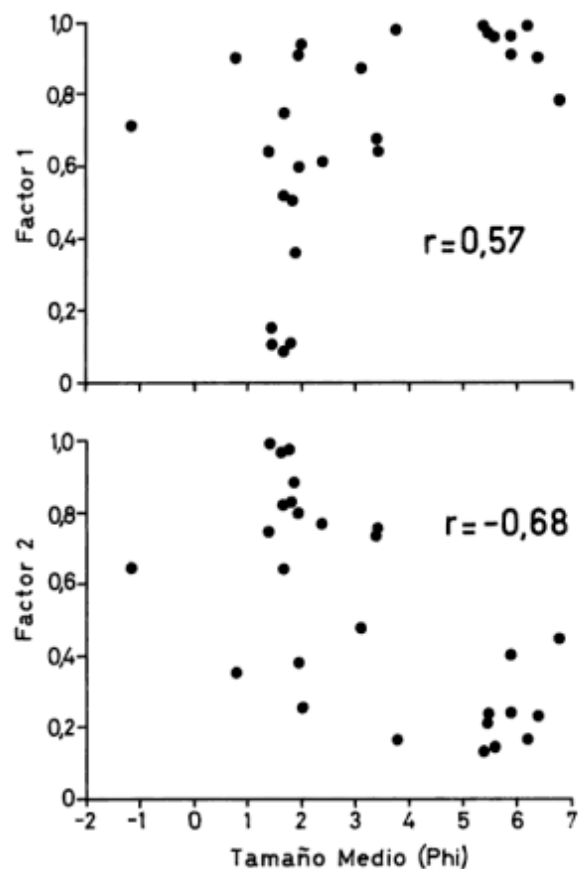
En la Fig. 4 puede apreciarse la clara relación existente entre las cargas de los factores y el diámetro medio de los sedimentos analizados (obtenido por el

método de los momentos; Passeggi, 1996). De esta relación se desprende que la relevancia del Factor 1 se manifiesta con mayor magnitud en las muestras provenientes de los cauces secundarios de menor jerarquía en donde la granometría de los sedimentos disminuye como consecuencia de los menores caudales y velocidad de corriente. Puede afirmarse, por lo tanto, con un razonable grado de certeza, que el Factor 1 se halla relacionado con la disminución de la asociación de minerales estables y con el aumento en la proporción de otras especies menos resistentes.

*Análisis de componentes principales*

Con el objeto de comprobar las inferencias realizadas anteriormente, se llevó a cabo el análisis de componentes principales. Esta técnica modo-R permitió evaluar el poder discriminatorio de cada una de las diferentes variables mineralógicas en la conformación de los grupos surgidos de las técnicas modo-Q utilizadas previamente. La Tabla 3 muestra la matriz de cargas de 16 componentes para las 17 variables originales.

Las cargas consideradas en valor absoluto reflejan la importancia de cada una de las variables dentro de las



**Figura 4:** Relación entre el tamaño medio de los sedimentos estudiados y las correspondientes cargas de los factores 1 y 2.

**Tabla 3:** Análisis de componentes principales. Autovalores, porcentajes relativos y acumulados de varianza y matriz de cargas de 16 componentes (se omitieron las cargas inferiores a 0,2 en valor absoluto). e= % minerales pesados; f= magnetita; g= opacos amagnéticos; h= muscovita; i= biotita; j= grupo piroboles; k= turmalina; l= circón; m= cianita; n= granate; o= estauroлита; p= corindón; q= grupo epidoto; r= rutilo; s= lawsonita; IM= índice de madurez de la fracción liviana (Pettijohn 1963)= (cuarzo + calcedonia)/feldespatos; IFD= feld. potas./feld. potas.+ plagioclasas)

Componentes Principales																
Variable	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
e							0,9530									
f	-0,3381						0,2249					-0,8493				
g	-0,6540	0,4836										0,3398			0,3719	
h					-0,2395									-0,9246		
i		-0,9542														
j														-0,8494		
k	0,8741						-0,2636				-0,2491					
l	-0,2411								-0,9192							
m	0,5037								0,2401		0,2333				-0,6755	
n	0,9040													0,2072		
o	0,7515						0,2296	0,3083							-0,2836	0,2770
p			0,9116								0,2695					
q					-0,9133								-0,2516			
r				0,9415												
s						0,9722										
IM		0,2240						0,9547								
IFD			0,2826							0,8985						
Autovalor	4,7105	2,7248	1,8724	1,3704	1,3063	1,0099	0,9023	0,7806	0,6954	0,4704	0,4212	0,2412	0,2012	0,1733	0,0707	0,0494
% de varianza	27,71	16,03	11,01	8,06	7,68	5,94	5,31	4,59	4,09	2,77	2,48	1,42	1,18	1,02	0,42	0,29
% acumulado	27,71	43,74	54,75	62,81	70,50	76,44	81,75	86,34	90,43	93,19	95,67	97,09	98,27	99,29	99,71	100

distintas componentes. De este modo, la primer componente recibe el aporte, en orden de importancia, de los porcentajes de granate, turmalina, estauroлита, opacos amagnéticos y cianita; la segunda componente se identifica con el porcentaje de biotita; la tercera, con el de corindón y así sucesivamente.

En orden a relacionar estos resultados con los obtenidos mediante las técnicas Q (análisis de agrupamiento y factorial), se recurrió a la posibilidad de situar cada muestra dentro del espacio delimitado por los componentes según los valores de sus coordenadas con respecto a éstos. De este modo, en la Fig. 5 se representa la proyección tridimensional de las muestras que conforman el grupo I (Factor 1) y III (Factor 2) en las tres primeras componentes, las cuales acumulan el 54,75 % de la variación total.

Como puede apreciarse, el mayor poder discriminatorio entre los grupos se concentra en la componente 1, la cual representa a la asociación de minerales estables de origen metamórfico (granate, turmalina, estauroлита, cianita) y a los opacos amagnéticos. Esto, sin duda, confirma lo afirmado en los puntos anteriores.

## Conclusiones

En función de los objetivos planteados, las conclusiones más interesantes surgen de correlacionar los resultados del análisis mineralógico de los sedimentos de lecho con las particulares condiciones

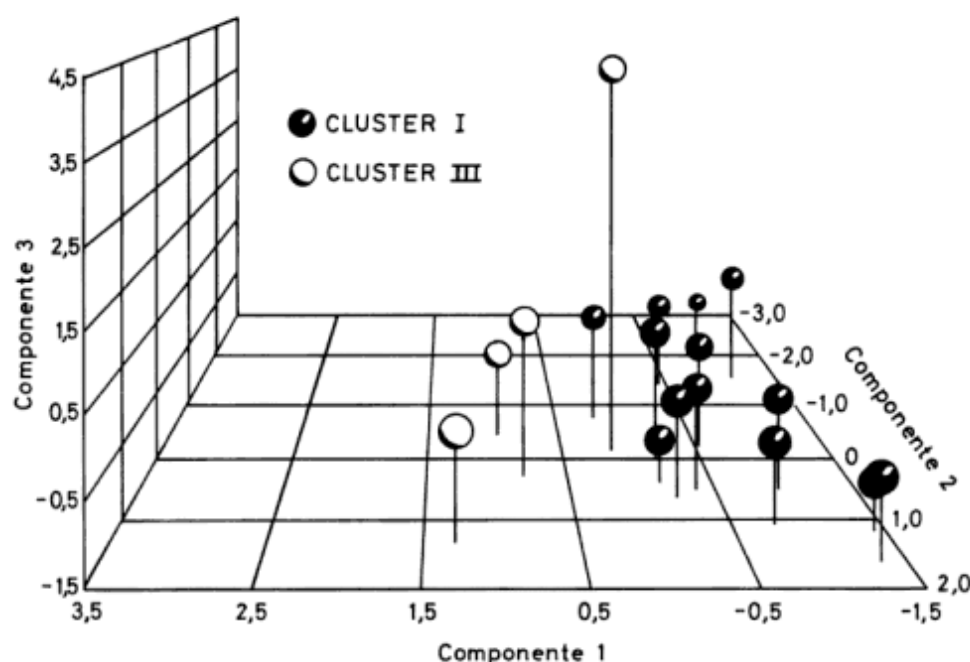
hidrodinámicas y morfológicas observadas en los diversos cauces estudiados.

Si bien, a nivel cualitativo, no hay cambios significativos en la composición mineralógica de los sedimentos, pueden destacarse ciertas variaciones en los porcentajes relativos con que se presentan algunas especies. Estas determinan, principalmente, una disminución en los valores del índice de madurez para la fracción liviana desde el cauce principal hacia los cauces secundarios de la llanura de inundación como consecuencia del aumento, en el mismo sentido, de la proporción de feldespatos, particularmente plagioclasas.

Asimismo, dentro de la fracción pesada, se detecta que la asociación de especies estables de origen metamórfico (cianita-turmalina-estauroлита-granate), característica de los sedimentos del cauce principal del río Paraná, pierde significancia hacia los cauces secundarios de menor jerarquía, siendo reemplazada, en la composición general, por minerales opacos (especialmente magnetita) y, en menor medida, por circón y rutilo.

En síntesis, los sedimentos de lecho del cauce principal del río Paraná se caracterizan por el predominio de especies minerales estables y resistentes a la meteorización y transporte. Por su parte, en los cauces secundarios, adquieren relevancia otras especies más proclives a ser alteradas tanto mecánica como químicamente.

Los análisis estadísticos llevados a cabo revelan que estas diferencias entre el cauce principal y los cauces secundarios, estarían estrechamente vinculadas a las



**Figura 5:** Análisis de componentes principales. Proyección de las marcas (scores) de las muestras correspondientes a los grupo I y III en el espacio tridimensional definido por las tres primeras componentes principales.

variaciones en la granulometría de los sedimentos de sus lechos. Esto, a su vez, es consecuencia de las condiciones hidrodinámicas (caudal, velocidad de corriente, régimen de permanencia del flujo, etc.) y morfológicas (diseño del cauce, profundidad, etc.) propias de cada segmento fluvial, según su ubicación dentro de la articulación de la red de drenaje en cada sector de la llanura aluvial.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amsler, M.C. y Drago, E.C., 1984. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. II- Características y variaciones temporales de la granulometría de los sedimentos suspendidos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 7-21, Santa Fe.
- Bertoldi de Pomar, H., 1980. Campaña limnológica "Keratella I" en el río Paraná Medio: sedimentos de fondo. *Ecología*, 4: 31-43, Santa Fe.
- Bertoldi de Pomar, H., 1984a. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. III- Componentes sólidos transportados en suspensión. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 25-46, Santa Fe.
- Bertoldi de Pomar, H., 1984b. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. V- Caracteres texturales de los sedimentos de fondo. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 57-78, Santa Fe.
- Crisci, J.V. y López Armengol, M.F., 1983. Introducción a la teoría y práctica de la taxonomía numérica. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos, 133 p., Washington D.C.
- Drago, E.C., 1977a. Campaña "Keratella I" a lo largo del río Paraná Medio. II: Formas del lecho en su cauce principal. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 8: 57-62, Santa Fe.
- Drago, E.C., 1977b. Erosión y sedimentación en un tramo del cauce del río Paraná Medio (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32: 277-290, Buenos Aires.
- Drago, E.C., 1984a. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. I- Caracteres geomorfológicos e hidrológicos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 1-6, Santa Fe.
- Drago, E.C., 1984b. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. IV- Influencia de la composición granométrica de los sedimentos suspendidos sobre la transparencia del agua. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 47-55, Santa Fe.
- Harman, H.H., 1976. *Modern Factor Analysis*. The University of Chicago Press, 487 p., Chicago.
- Hubert, J.F., 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32(3): 440-450.
- Iriondo, M.H., 1991. El Holoceno en el Litoral. *Comunicaciones (Nueva Serie) del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"*, 3(1): 1-39, Santa Fe.
- Joreskog, K.G., Klován, J.E. y Reyment, R.A., 1976. *Geological Factor Analysis*. Elsevier Scientific Publishing Company, 178 p., New York.
- Marchese, M. y Ezcurra de Drago, I., 1992. Benthos of the lotic environments in the middle Paraná River system: transverse zonation. *Hydrobiologia*, 237: 1-13.
- Passeggi, E., 1991. Morfometría de clastos de cuarzo en el río Paraná Medio (Argentina). *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 22(2): 79-93, Santa Fe.
- Passeggi, E., 1993. Estudio de los caracteres texturales en sedimentos del lecho dentro de la llanura aluvial del río Paraná Medio. Instituto Nacional de Limnología (INALI), 25 p., Santo Tomé (Santa Fe), Argentina (inédito).

- Passegi, E., 1996. Evaluación de tres diferentes métodos de estimación de parámetros texturales mediante análisis de funciones discriminantes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 61-68. Buenos Aires.
- Passegi, E. y Bertoldi de Pomar, H., 1991. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. XV- Concentración de minerales pesados en sedimentos de fondo y posibles factores condicionantes. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 22(1): 41-53, Santa Fe.
- Pettijohn, F.J., 1963. *Rocas Sedimentarias*. Editorial Universitaria de Buenos Aires (EUDEBA), 731 p., Buenos Aires.
- Visher, G., 1972. Physical characteristics of fluvial deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 16: 84-97.

**Recibido:** 15 de mayo, 1995

**Aceptado:** 8 de febrero, 1996



# Modelo paleoambiental de la Formación La Flecha (Cámbrico superior) en el área de Jáchal, Provincia de San Juan

Claudia ARMELLA<sup>1</sup>, Nora CABALERI<sup>1,2</sup> y Susana VALENCIO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Museo Argentino de Ciencias Naturales  
"B. Rivadavia". Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina

<sup>2</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad  
de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

<sup>3</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto de Geocronología y Geología Isotópica,  
Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

**ABSTRACT:** *Paleoenvironmental model of La Flecha Formation (Upper Cambrian) from Jáchal region, San Juan province.* La Flecha Formation (Upper Cambrian) in Precordillera Central is composed of microbiolitic buildups, with a shallowing upward tendency. This paper includes the study of mega, meso and microstructure of thrombolites and stromatolites and the microfacial analysis of the muddy sequence. The following microbiolitic facies were recognized: F1: stratiform and domal stroms, with low synoptic relief, F2: stratiform thrombolites, F3: stratiform-domal thrombolites with low synoptic relief, F4: inverted cone-shaped thrombolites and F5: domal thrombolites. The associated muddy microfacies are represented by: MF6: mudstone with microbial lamination and fenestral fabric, MF7: mudstone with grumous microstructure, MF8: bioturbated mudstone and MF9: floatstone, related to storms. The depositional model of this sequence was interpreted as a carbonatic platform with a complex of non-emergent microbialitic mounds and ponds with restricted circulation.

## Introducción

La Formación La Flecha (Cámbrico superior) aflora en la Precordillera y está constituida por depósitos carbonáticos con un estilo de sedimentación microbialítico, que muestra un excepcional desarrollo de trombolitos y estromatolitos.

El objetivo de este trabajo comprende la descripción e interpretación de las facies microbialíticas y de las microfacies asociadas, en los perfiles expuestos en los cerros La Silla y Viejo de San Roque (localidad de Agua Negra) en las proximidades de Jáchal, en la Precordillera Central sanjuanina (Fig. 1). El análisis define un modelo depositacional comparable al interpretado por Armella (1994) para la Formación La Flecha en la Precordillera Oriental.

Los antecedentes referentes a estructuras microbialíticas en esta zona son escasos (Armella 1989 a, 1989b, 1989c; Cañas 1990). Baldi *et al.* (1981) nominaron Formación San Roque a la sucesión aflorante en la Precordillera Central y consideraron a esta unidad como una variación septentrional de la Formación La Flecha, aflorante en la Precordillera Oriental. Pereyra (1985, 1986) hizo el estudio estratigráfico e interpretación paleoambiental de las acumulaciones microbialíticas, en la localidad de cerros Agua Negra en el Departamento de Jáchal. Armella y Cabaleri

(1992) interpretaron y tipificaron cuatro ciclos somerizantes representativos de la unidad en ese perfil.

Las autoras consideran necesario reemplazar el término Formación San Roque en la Precordillera, ya que esta nominación fue asignada por Baldoni (1937) y posteriormente formalizada por Flores (1969), para las sedimentitas rojas de edad terciaria de la Sierra de San Luis, ubicadas en la zona central del departamento Capital de la Provincia de San Luis. En el presente trabajo las autoras coinciden con Keller *et al.* (1994) en considerar a esta sucesión carbonática como Formación La Flecha, teniendo en cuenta las notables similitudes biosedimentarias que existen entre los depósitos de la Precordillera Central y Oriental, además de las características paleoambientales y sus relaciones estratigráficas.

Las sucesiones estudiadas, de aproximadamente 300 m de espesor en el cerro La Silla y 500 m de espesor en el cerro Viejo San Roque, presentan escasos restos faunísticos reconocibles. Pereyra (1986) menciona fragmentos mal conservados de gastrópodos y trilobites provenientes del cerro Viejo San Roque, posteriormente Vaccari (1994) encontró una variada fauna de trilobites, indicativos de edad franconiana a trempeleauana tardía (Zona de Saukia) en la quebrada de La Flecha y de edad dresbachiana (Zona de

Crepicephalus) en las secciones de Guandacol (Provincia de La Rioja).

La Formación La Flecha sobreyace en contacto por falla a la Formación Zonda, sin contenido faunístico y cuyas características fueron analizadas en el cerro La Silla por Armella *et al.* (1995). Los niveles superiores de la Formación La Flecha pasan gradualmente a la Formación La Silla, mostrando un marcado decrecimiento de la tendencia a formar ciclos.

**Metodología**

La unidad estudiada está integrada por ciclos microbialíticos en sucesiones suavemente somerizantes, las cuales fueron analizadas mediante microperfiles de detalle. El análisis y descripción de las micro, meso y megaestructuras de trombolitos y estromatolitos, fue realizado de acuerdo con los esquemas de Hofmann (1969, 1973), Preiss (1972, 1976), Walter (1972), Grey (1989), Grey *et al.* (1990) y Armella (1990).

Las microfacies fangosas asociadas fueron estudiadas según el criterio de Flügel (1982), aplicable a bancos conspicuos de rocas carbonáticas, diferenciados por sus características litológicas, texturales, de fábrica y respuesta diferencial al ataque de ácido clorhídrico diluido al 10% y tinción con Alizarina S roja. Las muestras se extrajeron orientadas con respecto al techo de los niveles.

Las rocas fueron clasificadas de acuerdo a Dunham (1962) y Embry y Klovan (1972). Para el reconocimiento e interpretación de los elementos composicionales se tuvieron en cuenta los conceptos de

Folk (1959, 1962), Elf-Aquitaine (1977), Flügel (1982) y Strasser (1986) y para la descripción textural a Flügel (1982). Las microfacies se establecieron sobre la base de los criterios de Flügel (1982) y Wilson (1986).

**Facies microbialíticas**

El término "microbialita" fue definido por Burne y Moore (1987) para designar a depósitos organosedimentarios, entre los que se encuentran estromatolitos y trombolitos, generados por la actividad de comunidades microbianas bentónicas (CMB), que capturan las partículas sedimentarias o bien promueven la biomineralización de sus tejidos orgánicos. Se entiende por "microbio" a todo organismo microscópico y entre los principales constructores de estructuras se encuentran bacterias, cianobacterias y algas (Riding 1991).

La Formación La Flecha provee un excelente ejemplo de biosedimentación formada por ciclos (Fig. 2 y 3) con notable predominio de trombolitos con respecto a estromatolitos en un patrón con tendencia somerizante. Se definieron cinco facies microbialíticas que gradan entre sí y que exhiben frecuentes cambios locales y variaciones laterales.

**F1:** Facies de estromatolitos planos y domales de bajo relieve sinóptico (Figs. 5:a y 6:a), en niveles de aproximadamente 0,50 m de espesor. Predominan los de laminación plana y continua con perfil crenulado. Le siguen en orden de abundancia los de laminación discontinua y perfil ondulado, los pseudocolumnares y la asociación de estromatolitos planos con oncolitos.

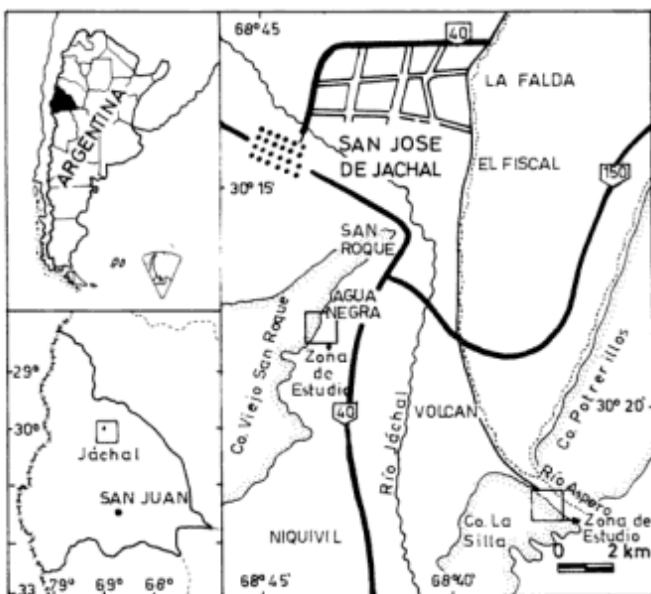


Figura 1: Mapa de ubicación.

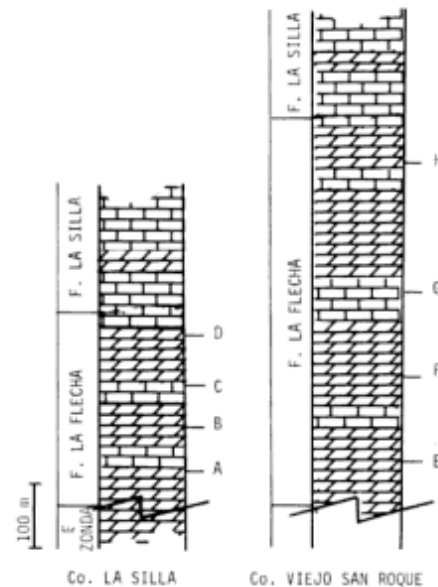
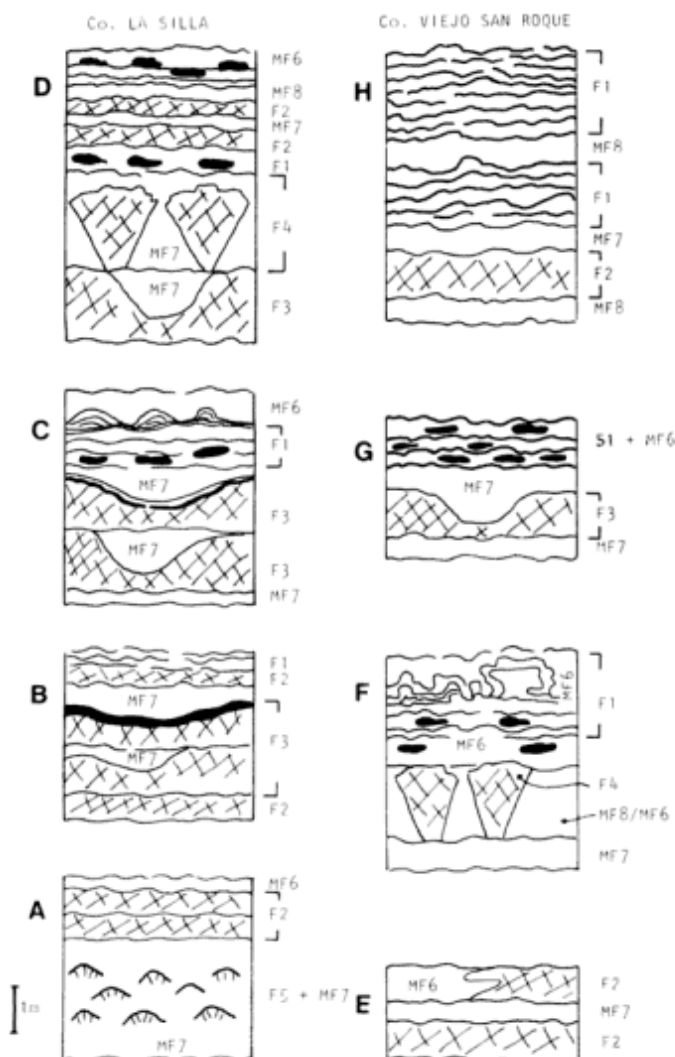


Figura 2: Columnas litoestratigráficas de la Formación La Flecha en las localidades de cerro La Silla y cerro Viejo San Roque. Los ciclos carbonáticos A-H se grafican en detalle en la Fig. 3.



**Figura 3:** Detalle de los ciclos representativos de la Formación La Flecha en el cerro La Silla y cerro Viejo San Roque.

Los primeros desarrollan una acreción en cuplas, paralela y regular, constituida por láminas micríticas de color gris castaño, que no superan los 0,50 cm, con textura gruesa-peloidal y cubiertas por una película micrítica más oscura. Estas láminas alternan con otras de color castaño claro, de 0,2 a 0,5 mm de espesor, de aspecto macizo a grueso, con frecuentes intercalaciones de esparita blanca. En el conjunto de láminas se identifican niveles esporádicos, de aproximadamente 1,50 cm, compuestos por fragmentos estromatolíticos. Se observan también escasas láminas afectadas por bioturbación.

Aparece además otro tipo de estromatolitos planos, con laminación discontinua, perfil suavemente ondulado y en los cuales, a diferencia del caso anterior, el patrón de acreción no forma cuplas, sino que está definido por la sucesión de un mismo tipo de lámina (de

1 a 2 cm), con variación vertical de su textura. En la base cada unidad es peloidal-vermiforme, graduando a gruesa en el techo. Las láminas culminan con fábrica fenestral y superficie oxidada, frecuentemente asociadas a estructuras *tepees* que aparecen como pseudo plegamientos de las láminas del tipo *chevrons* (Wilson 1986; Flügel 1982).

Con menor frecuencia aparecen estromatolitos planos caracterizados por una laminación fina con nódulos y niveles de chert, que evolucionan a estromatolitos pseudocolumnares y acumulados (*"cumulates"* sensu Preiss 1972, 1976 y Walter 1972). Estos gradan hacia arriba a domos subhemisféricos de bajo relieve sinóptico (70 cm de base y 30 cm de altura), con bajo grado de herencia del substrato. Se presentan lateralmente unidos a estromatolitos nodulares, con un grado de espaciamento cercano (Preiss 1976). El tipo de acreción es paralelo y en el caso de los nodulares es envolvente. La laminación está definida por la repetición de un conjunto de láminas de micrita gruesa (1 mm), de chert negro (0,5 mm) y de esparita muy sucia (1,5 mm). Macroscópicamente este patrón se manifiesta como una alternancia de láminas castaño claro y oscuro, de 0,5 cm de espesor, que culminan frecuentemente con un reborde arcilloso. Se registran niveles que muestran acuñamiento de los *sets* de láminas.

Se identificaron estromatolitos con laminación encapsulada (Walter 1972) u oncolitos, también llamados cianoides (Riding 1983, 1991) interestratificados con estromatolitos planos de laminación continua, como así también con *mudstone* con laminación microbialítica (microfacies MF6). Estas formas son elipsoidales, de 20 x 15 cm, con actitud horizontal de su eje mayor. Presentan laminación concéntrica de aproximadamente 1 cm de espesor, compuesta por chert negro y castaño, con núcleos macizos de la misma composición. El patrón de crecimiento es asimétrico, siendo más delgadas las láminas inferiores. Algunos oncolitos están unidos por sus láminas exteriores formando rosarios en niveles que pueden gradar lateralmente a estromatolitos planos de chert negro y castaño.

**Ambiente:** La extensión lateral de los estromatolitos, la asociación con estructuras *tepee*, fábricas fenestrales y la alternancia con niveles tempestíficos y de remoción del substrato biogénico, sugieren ambiente de planicie intermareal somera-perimareal. El mismo estuvo afectado por un oleaje poco intenso, tal como lo indica el bajo relieve de los estromatolitos, la asimetría vertical y coalescencia lateral de los oncolitos. Si bien esporádicamente estuvo afectado por episodios de incremento de energía, posiblemente vinculados con tormentas.

**F2:** Facies de trombolitos estratiformes o tabulares (Figs. 5:b,c y 6:b). Estas microbialitas predominan netamente en la sucesión y forman extensos biostromas de aproximadamente 1,50 m de espesor,

aunque en la base del perfil superan los 3 metros. Es muy común observar que un conjunto de dos o más trombolitos apoyan directamente uno sobre el otro.

Las mesoestructuras más comunes son encefálica, horizontal y gradaciones de base a techo de encefálica a vertical. Las fábricas o mesoestructuras están compuestas por tromboideos ameboidales, postrados, parcialmente interconectados y digitados anastomosados (Fig. 4b). Los tromboideos son micríticos, ricos en materia orgánica y materiales arcillosos, con superficie lisa y silíceos-micríticos, con superficie rugosa. La textura es grumosa-peloidal, aunque también se registraron tromboideos macizos.

El material ligante de los tromboideos es fango micrítico grumoso. En algunos casos, como consecuencia de la interferencia entre los peloides microbianos calcificados, se observan cavidades protegidas, rellenas con cemento esparítico. Se identificaron venillas verticales rellenas con esparita.

**Ambiente:** La fábrica encefálica indica un crecimiento uniforme e isótropo de las comunidades de cocoides y cianobacterias, frecuentemente en facies submareal somera. El incremento en la anisotropía, en este caso la gradación de la fábrica encefálica a vertical, señala un crecimiento más puntual de las comunidades microbianas, probablemente como respuesta al fototropismo en facies submareales con aguas más pandas (Armella 1994).

Se observan estructuras debidas a escape de gas por descomposición de la materia orgánica (Kennard 1994), que se manifiestan como venillas verticales rellenas con esparita blanca.

La asociación de fábricas y la morfología de los cuerpos sugiere ambiente submareal somero-intermareal inferior (Armella 1994).

**F3:** Facies de trombolitos estratiformes-domales de bajo relieve sinóptico, que forman biostromas de aproximadamente 2 m de espesor (Figs. 5:d y 6:d). Son más conspicuos en los últimos 25 metros de la secuencia.

Presentan características muy similares a los trombolitos estratiformes, pero se diferencian de ellos en su techo convexo, formando domos de 0,50 a 1 m de relieve sinóptico, entre los que se depositó fango micrítico, con microestructura grumosa. La fábrica es encefálica, aunque se observaron escasos ejemplares con mesoestructura horizontal y vertical. Los tromboideos son ameboidales y lobulados de micrita grumosa y peloidal y escasamente de chert peloidal con micrita.

Se hallan asociados a los trombolitos tabulares y es frecuente que apoyen directamente sobre ellos, o que graden lateralmente a esta megaestructura.

**Ambiente:** Los trombolitos estratiformes-domales, asociados a fango micrítico (MF7), frecuentemente bandeado, como relleno entre los domos, se habrían formado en ambiente submareal de baja profundidad y debajo del tren de olas.

**F4:** Facies de trombolitos en forma de cono invertido (Armella 1994). Los trombolitos cónicos o en abanico (Armella 1990) crecieron a partir de una base roma de 0,50 m y alcanzan una altura y un ancho máximo de aproximadamente 2 metros. Presentan fábrica radial y en menor proporción encefálica, compuestas por tromboideos digitados y ameboidales, parcialmente interconectados, de micrita y chert negro (Fig. 4a). El espaciamiento entre los cuerpos es próximo (Preiss 1976) y frecuentemente muestran coalescencia de los techos, suavemente convexos.

**Ambiente:** El patrón divergente de crecimiento y de su fábrica fue favorecido por una muy baja tasa de sedimentación entre los trombolitos (Armella 1994) en un medio submareal protegido de la acción del oleaje y de corrientes.

**F5:** Facies de trombolitos domales (Fig. 5:e). Estos cuerpos se registraron solamente en la base de la secuencia y aparecen como domos sub-hemisféricos de base plana y 0,30 m de relieve, dispersos en un mudstone con microestructura grumosa (MF7). Las fábricas son verticales y radiales, compuestas por tromboideos digitados y ameboidales, de chert y micrita, parcialmente interconectados.

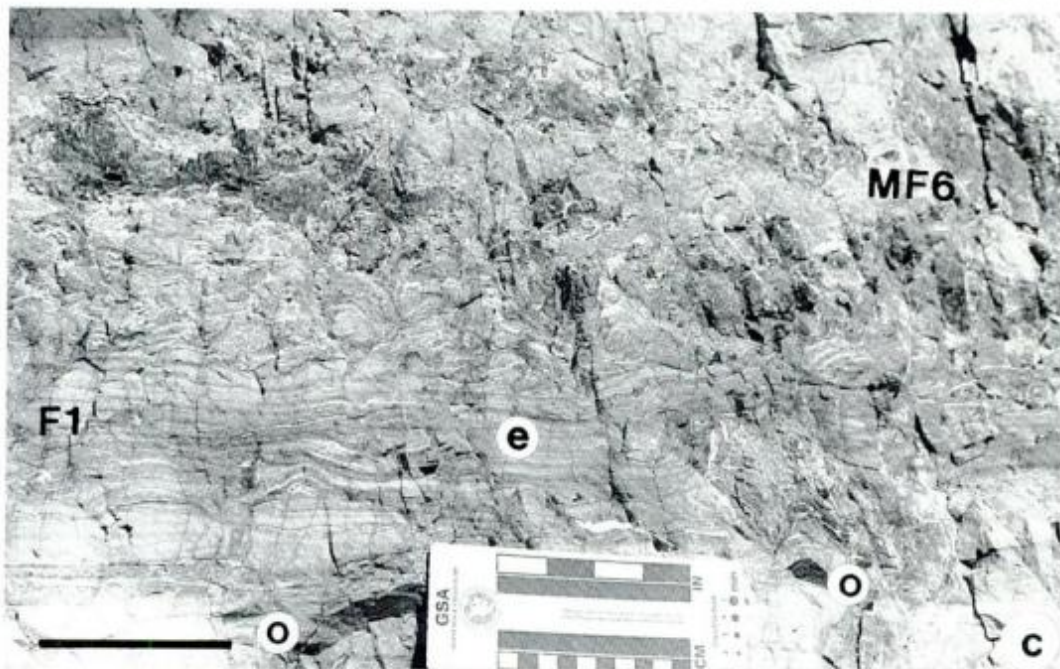
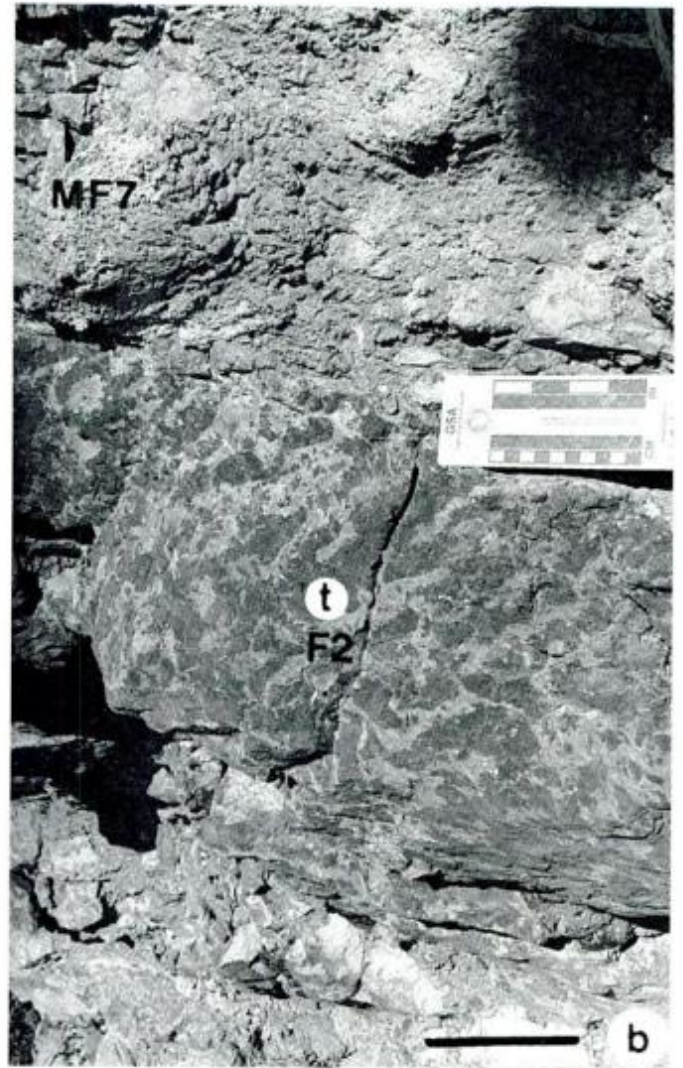
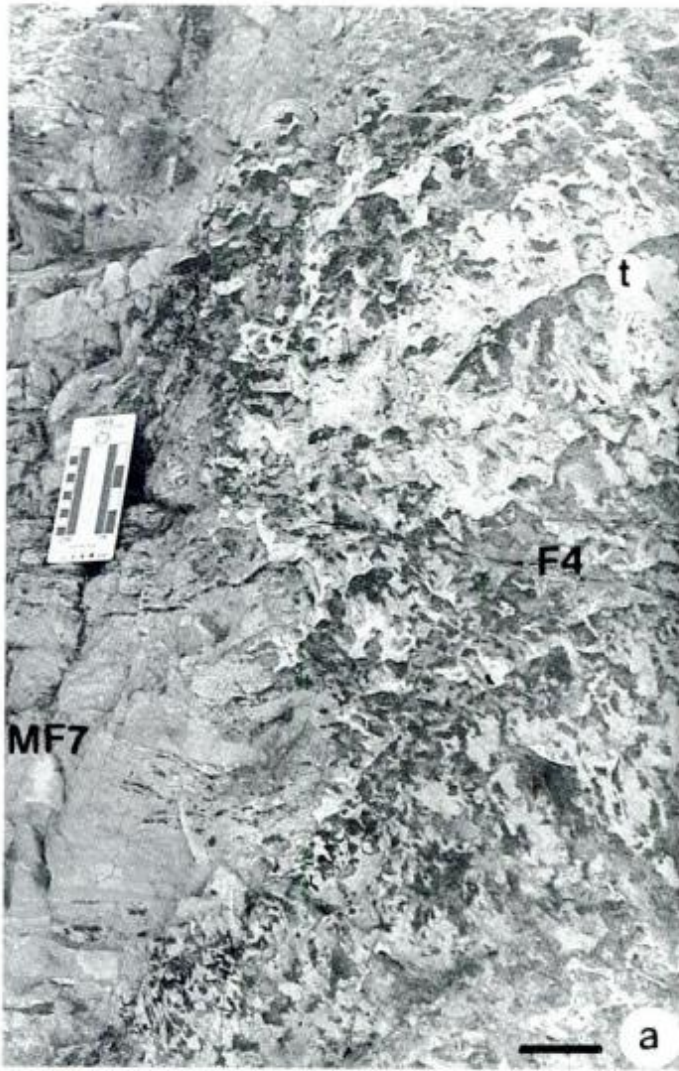
**Ambiente:** La presencia de cuerpos domales pequeños, aislados, asociados con fangos micríticos y con crecimiento de las comunidades microbianas formando diseños delicados y de trama abierta, sugiere ambiente submareal protegido de la circulación del agua, con condiciones menos favorables para el desarrollo de la materia orgánica y algo más profundo que la F4.

#### Microfacies asociadas a estromatolitos y trombolitos

Las microfacies vinculadas a los cuerpos trombolítico-estromatolíticos se presentan interdigitadas con las construcciones microbialíticas o como rellenos, o bien formando bancos de varios metros de

**Figura 4:** a) Detalle del contacto entre la MF7 y el flanco de un trombolito en forma de cono invertido (F4). La fábrica es encefálica compuesta por tromboideos (t) ameboidales de micrita y chert, parcialmente interconectados. b) Trombolito estratiforme con fábrica encefálica formada por tromboideos (t) ameboidales micríticos (F2). Contacto neto superior con MF7. c) Nivel de estromatolitos estratiformes (e) con láminas planas que pasan a suavemente onduladas, con bajo relieve sinóptico (F1). En la base se observan oncolitos (o) y hacia el techo los estromatolitos gradúan a MF6. **Escala:** la barra representa 10 centímetros.





espesor. Se diferenciaron tres microfácies fangosas (MF6, MF7 y MF8) y una microfácies (MF9) vinculada a un episodio de alta energía.

**MF6:** *Mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral (Figs. 5:f y 6:c). La microestructura bandeada está originada por la superposición de láminas claras y oscuras, con superficies crenuladas. Las láminas están constituidas por dolomita microesparítica y localmente se encuentran interrumpidas por el efecto de escape de gases. Las bandas claras poseen una menor proporción de partículas aglutinadas, en donde los grumos de micrita están formados por desprendimiento del fango presente en las bandas oscuras. En algunos sectores las láminas son más espesas (3 cm) y presentan una microestructura grumosa a peloidal, con fenestras rellenas por un mosaico cristalino de esparita cálcica.

*Ambiente:* Intermareal medio a superior.

**MF7:** *Mudstone* de microestructura grumosa, con trombolitos dispuestos en una trama reticulada abierta (Figs. 6:e,f). En algunos niveles se reconoce una incipiente laminación con características semejantes a la estructura vermiforme de Kennard (1994). El neomorfismo borró parte de la estructura laminar produciendo una gradación con la estructura grumosa, en la cual los microtrombolitos de carbonatos oscuros están separados por parches irregulares de carbonatos microcristalinos claros. Los trombolitos, principales constituyentes de los trombolitos, provendrían del desprendimiento y la interdigitación de los flancos de estas estructuras. En algunos sectores es frecuente la presencia de poros parcialmente rellenos por cemento, que estarían relacionados con la laminación fenestral. *Ambiente:* submareal protegido por los montículos microbianos.

**MF8:** *Mudstone* bioturbado (Fig. 7:a). Los niveles están intensamente bioturbados, probablemente por la acción de algas perforantes, por lo que las estructuras primarias del sedimento están obliteradas. No obstante, en algunas zonas relicticas se observa una estructura microgrumosa formada por parches micríticos, entre los cuales quedó atrapado el fango carbonático con importante contenido de material arcilloso. Los canales de bioturbación están rellenos por cemento de esparita cálcica equigranular.

*Ambiente:* Intermareal bajo y protegido, vinculado a estromatolitos.

**MF9:** *Floatstone*, mal seleccionado, compuesto por fragmentos de 4 cm de longitud de masas trombolíticas (Figs. 7:b, c, d). Las partículas entre 100 mm y 0,5 mm están representadas por fragmentos de rocas

volcánicas silicificadas, intraclastos micríticos, cristales de feldspatos y restos de trilobites indeterminados. Los silicoclastos son muy angulosos y los intraclastos presentan sus bordes redondeados. El material ligante está constituido por micrita grumosa.

*Ambiente:* La microfácies puede vincularse con un importante episodio de tormentas que afectó la planicie de mareas.

### Relaciones laterales y verticales entre las facies microbialíticas y las microfácies fangosas

La facies de estromatolitos planos y de bajo relieve sinóptico (F1) varía lateralmente y alterna con fangos laminados (MF6) y algunos bioturbados (MF8) de ambiente intermareal (Fig. 8). Los biostromas de trombolitos estratiformes (F2) presentan contacto basal neto con la microfácies MF7 y en menor frecuencia con las microfácies MF8 y MF6. En general el diseño de los trombolitos se hace más abierto hacia el techo, mostrando un pasaje vertical gradual e intercrecido con: a) microfácies MF7, b) microfácies MF7 y niveles estromatolíticos (F1), c) microfácies MF7 y niveles tempestíticos (MF9), d) menos frecuentemente con la microfácies MF8, e) más raramente con la microfácies MF6 (Tabla 1).

Los trombolitos estratiformes domales de bajo relieve sinóptico (F3) presentan bases suavemente onduladas y se desarrollaron: a) uno sobre otro, b) sobre estromatolitos (F1) o c) sobre las microfácies MF6, MF7 y más raramente sobre MF8. Los topes de los biostromas, crenulados, en la mayor parte de los casos pasan verticalmente a la microfácies MF7. Sin embargo, a veces están asociados a niveles de chert negro con estructura estromatolítica (F1), o bien a trombolitos en forma de cono (F4) o a la microfácies MF6 o a la microfácies MF8.

Los trombolitos en forma de cono invertido (F4) presentan en el techo y en la base niveles de oncolitos (F1) interestratificados con *mudstone* con microestructura grumosa (MF7). Lateralmente pasan a la MF7, con flancos intercrecidos con el relleno bandeado. La presencia de desprendimientos trombolíticos en el material de relleno señala que estas microbialitas crecieron en un ambiente de baja energía.

Los trombolitos domales (F5) se encuentran siempre diseminados en la MF7 (*mudstone* de microestructura grumosa).

**Figura 5:** Fotografías de muestras de mano. **Escala:** la barra representa 1 centímetro. **a)** F1: Facies de estromatolitos planos y domales de bajo relieve sinóptico. Estromatolito plano, en los niveles inferiores se observa acuñamiento de las láminas por corrientes. **b) y c)** F2: Facies de trombolitos estratiformes. Trombolitos ameboidales de sílice, subhorizontales, con superficie escoriácea. Trombolitos ameboidales micríticos con fábrica encefálica subhorizontal. **d)** F3: Facies de trombolitos estratiformes-domales de bajo relieve sinóptico. Trombolitos ameboidales lobulados. **e)** F5: Facies de trombolitos domales. Trombolitos ameboidales digitados con fábrica vertical. **f)** MF6: *Mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral. Relleno microbialítico laminado, con láminas discontinuas y bandas peloidales.





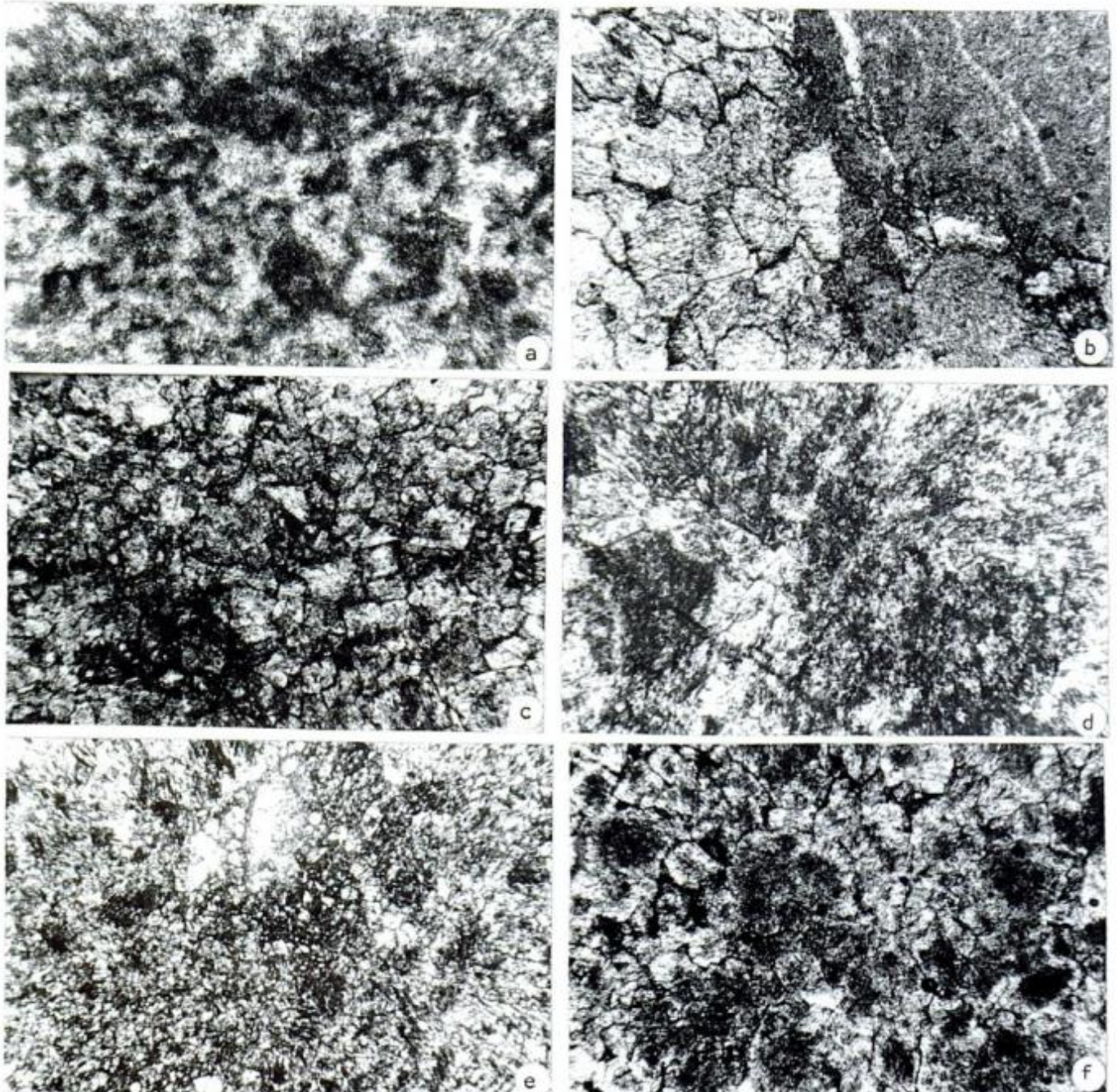


### Modelo depositacional

La Formación La Flecha, en la región de Jáchal, está constituida por la acreción de cuerpos microbialíticos en ciclos de aproximadamente 10 m de espesor, con tendencia suavemente somerizante (Figs. 3 y 8)

desarrollados bajo condiciones de subsidencia continua. Este patrón biosedimentario fue dominante y se desarrolló sobre la planicie de mareas de una extensa plataforma carbonática, con suave pendiente, sin aporte terrígeno (Fig. 9).

Las microbialitas crecieron formando biostromas



**Figura 6:** Microfotografías. Todas x 35. **a)** F1: Facies de estromatolitos planos y domales de bajo relieve sinóptico. Lámina de estromatolito con textura peloidal vermiforme. **b)** F2: Facies de trombolitos estratiformes. Contacto entre tromboide micrítico y cemento de esparita granular. **c)** MF6: *Mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral. Detalle de las láminas claras compuestas por cristales de esparita con rebordes micríticos. **d)** F3: Facies de trombolitos estratiformes-domales de bajo relieve sinóptico. Tromboide con textura peloidal. **e)** y **f)** MF7: *Mudstone* de microestructura grumosa. Textura grumosa. Microtromboide con textura grumosa en cemento intergranular doloesparítico.



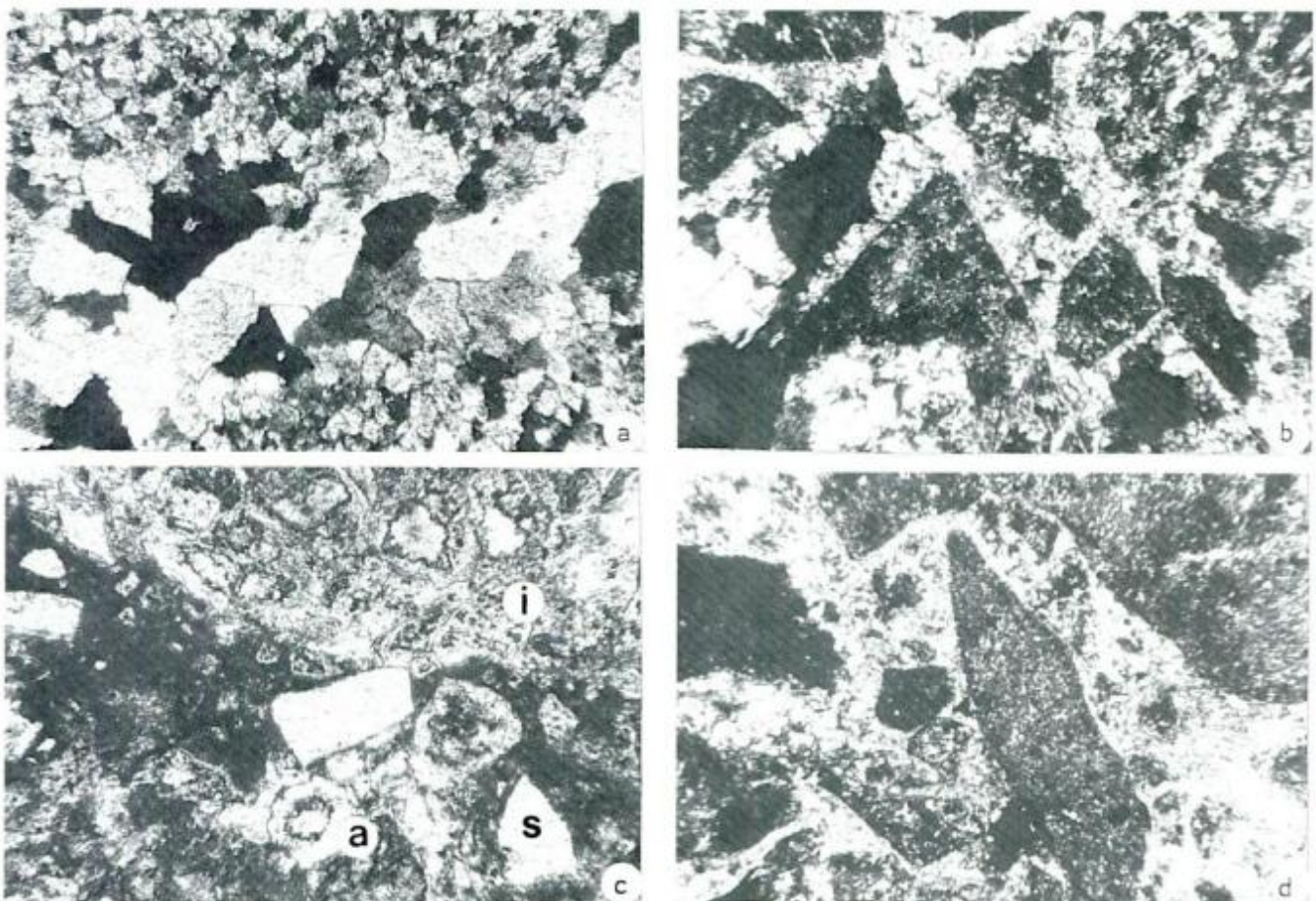
(Fig. 3), que se interdigitan con las microfácies fangosas (Tabla 1). La distribución de los cuerpos se asemeja al modelo de islas propuesto por James (1984) y Pratt y James (1986) para los ciclos somerizantes del Grupo St. George (Ordovícico inferior) del oeste de Newfoundland. Este esquema está formado por un mosaico de islas o de bancos de bajo relieve rodeado por áreas submareales, con variaciones laterales y verticales que responden a las condiciones hidrodinámicas. El estilo cíclico resulta de la combinación de pequeñas fluctuaciones del nivel del mar y de superposiciones de migraciones laterales de las construcciones trombolítica-estromatolíticas.

En el modelo definido para la Formación La Flecha, en Precordillera Central, predomina ampliamente el ambiente submareal somero-intermareal, como lo evidencia el amplio desarrollo de la facies de trombolitos tabulares (F2). Se desarrollaron cinturones de lagunas submarinas (*ponds*), dispuestos en forma paralela a la línea de playa en los que se depositaron fangos calcáreos, identificados como microfácies fangosas (MF6, MF7 y MF8). Las "islas" o montículos (Fig. 8) son por sí mismos secuencias somerizantes que

evolucionaron sobre un fango de origen microbialítico (MF7), sobre el que crecieron trombolitos estratiforme-tabulares (F2) y estratiformes domales (F3) en ambiente submareal somero a intermareal, con amplio predominio de los primeros (F2). Estas megaestructuras impidieron en cierta forma la circulación del agua (Fig. 9), y culminan con estromatolitos planos y domales de bajo relieve (F1) en una clara tendencia somerizante.

Entre estos abultamientos se depositaron fangos microbialíticos (MF7) sobre los que crecieron trombolitos domales dispersos (F5) (Figs. 8 y 9). La microfácies MF7 (*mudstone* de microestructura grumosa) indica el ambiente submareal que se formó entre las "islas" de trombolitos-estromatolitos. En estas lagunas o *ponds* la energía fue baja y el único movimiento de las aguas que se registra se debe a las corrientes de marea.

Las características de la microfácies MF8 (*mudstone* bioturbado) son propias del ambiente intermareal bajo, con predominio de sedimentación por decantación en áreas tranquilas y protegidas. Se infiere abundante desarrollo de algas perforantes, cuya acción se evidencia en la intensa bioturbación de tipo penetrante



**Figura 7:** Microfotografías. Todas x 35. **a)** MF8: *Mudstone* bioturbado. Detalle de un canal de bioturbación relleno con esparita. **b-d)** MF9: *Floatstone* compuesto por grandes clastos originados por el desprendimiento de masas trombolíticas. **b y d.** Fragmentos angulosos de rocas volcánicas. **c.** Intraclasto (i), fragmento de sílice anguloso (s) y bioclasto algal mal conservado (a).

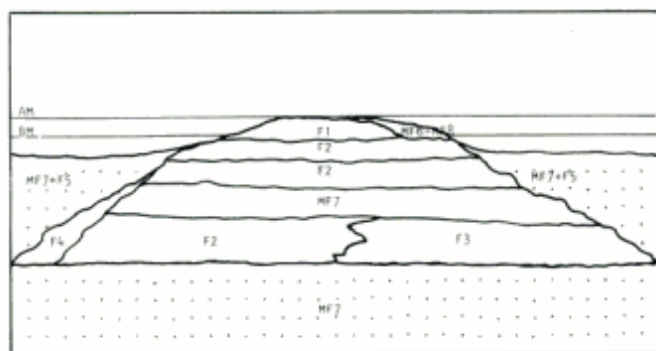


**Tabla 1:** Relaciones laterales y verticales entre facies microbialíticas y las microfacies fangosas. Los paréntesis indican asociaciones poco frecuentes.

Facies	Techo	Base	Laterales
F1	MF6 MF8	MF6 MF8	MF6 MF8
F2	MF7 MF7 + F1 MF7 + MF9 (MF8) (MF6)	MF7 MF8 MF6	MF7
F3	MF7 F4 MF6 (F1) (MF8)	F3 F1 MF6 MF7 (MF8)	MF7
F4	MF7 + F1	MF7 + F1	MF7
F5	MF7	MF7	MF7

del substrato, causando la proliferación de peloides y limos fangosos (James 1984). Se pueden observar casos análogos en planicies de mareas actuales, afectadas a climas húmedos (Hardie 1977).

La microfacies *mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral (MF6) sugiere una zona intermareal medio-superior de planicie de mareas. La misma está estrechamente vinculada con los montículos de trombolitos-estromatolitos, en un ambiente bien oxigenado que permitió el óptimo crecimiento de las matas algales (James 1984). Por lo tanto, la actividad microbiana podría ser la principal fuente de producción del carbonato (Reid 1987). Se interpreta que la influencia de los micro-organismos sería preponderante en la generación de micrita en las partículas aglutinadas (Höhn 1988), como así también en la formación de los tapices algales en ausencia de detritos (Bertrand-Sarfati y Milandou 1989). En consecuencia, las estructuras algales serían las únicas productoras de fango carbonático. En esta microfacies es conspicua la presencia de fenestras que originan una laminación irregular. Su origen está vinculado a la descomposición de las matas algales durante el soterramiento y la pérdida de gas entrampado en los



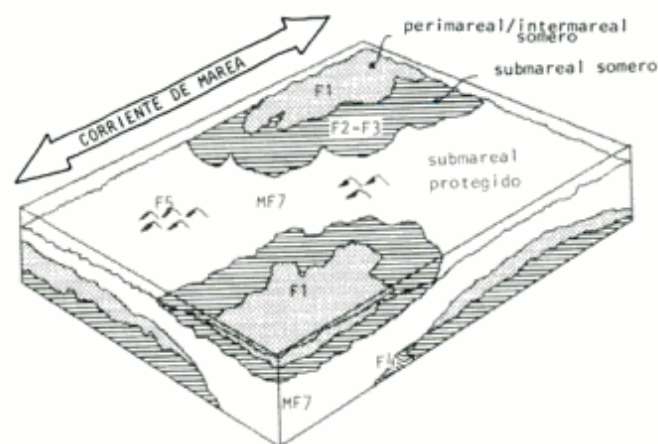
**Figura 8:** Esquema de un montículo teórico. Sin escala.

poros (James 1984). Posteriormente, durante la diagénesis, estos poros fueron rellenados con calcita cristalina.

En el perfil del cerro La Silla se destaca un nivel que corresponde a la microfacies MF9 (*floatstone*) originada por la acumulación de sedimentos vinculados con un episodio de tormentas. La microfacies está formada por clastos de rocas volcánicas y fragmentos de cristales de feldespatos que indican proximidad con centros efusivos. La presencia de intraclastos micríticos sería el resultado de la litificación temprana del fondo marino, seguida por erosión y redepositación (Sepkowski 1981), mientras que aquéllos que poseen estructuras algales provendrían de la destrucción de las microfacies microbialíticas.

En el tramo basal predomina ampliamente el tipo de sucesión fangosa de ambiente submareal-intermareal (MF7 y MF6) (Fig. 3A, E) y es un pasaje gradual de la Formación Zonda (Cámbrico medio-superior) que fue analizado por Armella *et al.* (1995) en la misma región. El modelo de montículos predomina a partir de los primeros 50 m de la sucesión, tal como queda representado en las Figs. 3B, C, D, F, G.

En los últimos 20 m del perfil del cerro La Silla, las islas (Fig. 8) se encuentran dispersas en la sucesión fangosa, que se hace más potente y presenta amplio desarrollo de la microfacies MF7, en un pasaje gradual a la Formación La Silla. En este cerro los montículos (Fig. 3D) están constituidos por alternancia de trombolitos estratiforme-domales (F3) y niveles de trombolitos en forma de cono invertido (F4) coalescentes. En la localidad de Agua Negra (cerro Viejo San Roque) los abultamientos son más escasos y menos definidos (Fig. 3H) y están compuestos por niveles de microbialitas estromatolitiformes que interdigitan lateralmente con lentes trombolíticas (F2). La asociación de facies trombolíticas y microfacies fangosas-microbialíticas evidencia una profundización del área de sedimentación, con neto predominio del



**Figura 9:** Block-diagrama idealizado de un sector de la plataforma del Cámbrico superior de la Precordillera Central, con formación de montículos microbialíticos.

ambiente submareal en el cerro La Silla, mientras que es algo más somero hacia el sur (perfil del cerro Viejo San Roque), tal como lo manifiesta la mayor frecuencia de estromatolitos en esta localidad.

Esta tendencia transgresiva es un preludio de la gran transgresión arenigiana de la Formación San Juan. Durante el Arenigiano los estromatolitos y trombolitos desaparecen, coincidiendo con el florecimiento de la abundante fauna ordovícica.

## Conclusiones

En la Precordillera Central, el Cámbrico superior está representado por los depósitos microbialíticos de la Formación La Flecha, que crecieron sobre la plataforma carbonática del Cámbrico medio-superior de la Formación Zonda.

El modelo depositacional corresponde a un complejo de montículos no emergentes, que delimitan lagunas someras (*ponds*) predominando el ambiente submareal.

Los montículos son cuerpos formados por trombolitos, especialmente estratiforme-tabulares (F2) de ambiente submareal somero-intermareal inferior. Se identificaron también trombolitos estratiforme-domaes (F3) de ambiente submareal y en forma de cono invertido (F4) de ambiente submareal protegido. Estos cuerpos microbialíticos se desarrollaron hasta que los estromatolitos (F1) alcanzaron el nivel del mar en ambiente intermareal alto. Los trombolitos domales de la facies F5, de ambiente submareal protegido, crecieron diseminados en los fangos microbialíticos de la microfacies MF7. Los cuerpos biostromales se encuentran interdigitados con las microfacies fangosas.

La secuencia presenta un patrón de biosedimentación cíclica que se debe a suaves fluctuaciones del nivel del mar y a migraciones laterales de los cuerpos biostromales.

Los cuerpos trombolítico-estromatolíticos restringen la circulación del agua, creando subambientes protegidos donde se formaron las microfacies fangosas: MF6 de ambiente intermareal medio a superior, MF7 de ambiente submareal protegido por los montículos microbianos y MF8 de ambiente intermareal bajo y protegido, vinculado a estromatolitos. La microfacies MF9 corresponde a un episodio de tormentas que afectó a la planicie mareal y sepultó los montículos microbialíticos.

Hacia el techo de la sucesión se profundiza el área de sedimentación, como lo indica el incremento en la potencia de las microfacies fangosas, concordante con la disminución gradual de los montículos. Esta tendencia anuncia la gran transgresión arenigiana de la Formación San Juan y el cambio del estilo de sedimentación.

## Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a B. Baldis, al Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", al Instituto de Geología Isotópica y a la Universidad de San Juan. Deseamos manifestar nuestra gratitud a G. Holfeltz por su desinteresada dedicación en la realización del material fotográfico. El estudio ha sido solventado por el Proyecto de Investigación Anual (PIA N°0215/90) del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Este trabajo es una contribución al Proyecto N°380 del IGCP: "Correlation and Biosedimentology of Stromatolites, Mud Mounds and related Microbial Buildups in the Precambrian and the Phanerozoic".

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Armella, C., 1989a. Estratigrafía de las Formaciones del Límite Cambro-Ordovícico en la Precordillera Oriental. Tesis de Doctorado. Universidad de Buenos Aires. 168 p. (inédito).
- Armella, C., 1989b. Microfacies trombolíticas de un biociclo ideal de la Formación La Flecha, Precordillera Oriental Argentina. Primera Reunión del Proyecto 270 (IGCP). Revista de Correlación Geológica 4/5 Instituto Miguel Lillo: 45-52. Tucumán.
- Armella, C., 1989c. Grupos morfológicos y fábrica de trombolitos del límite Cambro-Ordovícico de Argentina. Revista de Correlación Geológica 4/5 Instituto Miguel Lillo: 53-66. Tucumán.
- Armella, C., 1990. Guía práctica para la clasificación descriptiva de trombolitos. Actas 11° Congreso Geológico Argentino. 2:195-199. San Juan.
- Armella, C., 1994. Thrombolitic-stromatolitic cycles of the Cambro-Ordovician boundary sequence, Precordillera Oriental basin, western Argentina. En: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C.L. (Eds.): Phanerozoic Stromatolites II: 421-441. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Armella, C. y Cabaleri, N. G., 1992. Ciclos microbialíticos de la Formación San Roque (Cámbrico superior-Ordovícico inferior) en la localidad tipo, departamento de Jáchal, provincia de San Juan, Argentina. Conferencia Internacional del Paleozoico Inferior de Ibero-América Libro de Resúmenes: 36-37, Mérida, España.
- Armella, C., Cabaleri, N. G., Valencio, S. A. y Panarello, H. O., 1995. Litofacies e isótopos estables de la Formación Zonda (Cámbrico superior), en el cerro La Silla, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4):219-229.
- Baldis, B. A., Bordonaro, O. L. y Beresi, M. S., 1981. Estromatolitos, trombolitos y formas afines en el límite Cámbrico-Ordovícico del oeste argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Paleontología. Brazil, 1:19-31.
- Baldoni, J. L., 1937. Informe geológico sobre el Departamento General Belgrano, Prov. de San Luis. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, N°0124. 24p. (inédito).
- Bertrand-Sarfati, J. y Milandou, E., 1989. Mécanismes de croissance des stromatolites géants infralittoraux, Proterozoïque supérieur de Congo. Bulletin Société Géologique France, 8(6):1185-1192.
- Burne, R.V. y Moore, L., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. Palaios, 2: 241-254.

- Cañas, F.L., 1990. Biolitos microbianos (microbialitos) del Cámbrico tardío, Formación Los Sapos, Precordillera de La Rioja. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología: 81-86.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 1: 108-121.
- Elf-Aquitaine, 1977. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés 2. Eléments d'interprétation. 231p. Boussins-Pau.
- Embry, A.F. y Klovan, E.J., 1972. Absolute waters depth limit Late Devonian paleoecological zones. Geologisches Rundschau 61(2): 672-686. Stuttgart.
- Flores, M. A., 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Prov. de San Luis. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas: 311-327.
- Flügel, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestones. Springer Verlag. 633p. Berlin.
- Folk, A., 1959. Practical petrographical classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 41(1): 1-38.
- Folk, A., 1962. Spectral subdivision of limestones types. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 1: 61-84.
- Grey, K., 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. En: Kennard, J.M. y Burne, R.V. (Eds.): Stromatolite Newsletter, 14: 82-140. Canberra.
- Grey, K., Awramik, S.M., Bertrand-Sarfati, J., Hofmann, H.J., Pratt, B.R., 1990. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. Third draft, 100 p. (Inédito).
- Hardie, L.A., 1977. Algal structures in cemented crusts and their environmental significance. En: Hardie, L.A. (Ed.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, pp. 159-177. The Johns Hopkins Press. Baltimore.
- Hofmann, H.J., 1969. Atributes of stromatolites. Geological Survey of Canada. Paper 69: 39-58.
- Hofmann, H.J., 1973. Stromatolites: characteristics and utility. Earth Science Review, 9: 339-375.
- Höhn, A., 1988. Calcium carbonate deposition associated with laminated algal mats and sediments, Lagoa Vermelha, R.J., Brazil (Abst.). Terra Cognita, 8: 226. Strasbourg.
- James, N. P., 1984. Shallowing-upward sequence in carbonates. En: Walker, R.G. (Ed.): Facies Models. Geosciences Canadian Reprint Service, 1: 213-228, Toronto.
- Kennard, J.M., 1994. Thrombolites and stromatolites within shale-carbonate cycles, middle-late Cambrian Shannon Formation, Amadeus, Basin, central Australia. En: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds.): Phanerozoic Stromatolites II: 443-471. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. y Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. Newsletters on Stratigraphy, 31(2): 115-132. Stuttgart.
- Pereyra, M. E., 1985. Tipificación de acumulaciones trombolíticas en la Formación San Roque del Cámbrico superior-Ordovícico inferior en la Zona de Jáchal, San Juan. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera: 83-87.
- Pereyra, M. E., 1986. Estudio estratigráfico e interpretación paleoambiental de la Formación San Roque en los cerros de Agua Negra, departamento de Jáchal, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 188p. (inédito).
- Pratt, B.R. y James, N. P., 1986. The St. George Group (Lower Ordovician) of Western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. Sedimentology, 33: 313-343.
- Preiss, W.V., 1972. Proterozoic stromatolites-succession, correlations and problems. En: Jones, J.B. y McGowran, B., (Eds.): Stratigraphic problems of the Late Precambrian and Early Cambrian. University of Adelaide Centre for Precambrian Research, Special Paper 1: 53-62.
- Preiss, W.V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. En: Walter, M.R., (Ed.): Stromatolite Developments in Sedimentology, 20: 360-370, Elsevier, Amsterdam.
- Reid, P., 1987. Non-skeletal peloidal precipitates in Upper Triassic reefs, Yukon territory (Canada). Journal of Sedimentology Petrology. 57: 873-900.
- Riding, R., 1983. Cyanoliths (Cyanods): oncoids formed by calcified cyanophytes. En: Perit, T. M. (Ed.): Coated grains: 276-283. Springer-Verlag. Berlin.
- Riding, R., 1991. Calcified cyanobacteria. En: Riding, R. (Ed.): Calcareous algae and stromatolites: 55-87. Springer-Verlag. Berlin.
- Sepkwoski, J. J., 1981. Flat-pebble conglomerates, storm deposits and the Cambrian bottom fauna. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (Eds.): Cyclic and event stratification: 371-385. Springer-Verlag. New York.
- Strasser, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology. 33: 711-727.
- Vaccari, N.E., 1994. Las faunas de trilobites de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de Córdoba. 271 p. (inédito).
- Walter, M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Palaeontological Association of London. Special Papers in Palaeontology 11, 190 p.
- Wilson, J.L., 1986. Carbonate Facies in Geology History. 471 p. (7ª Edic.). Springer-Verlag. New York.

**Recibido:** 6 de julio, 1995

**Aceptado:** 30 de abril, 1996



# Las cloritas del campo geotérmico Copahue, Neuquén

Graciela R. MAS<sup>1</sup>, Luis Carlos MAS<sup>2</sup> y Leandro BENGOCHEA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

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

<sup>2</sup>Ente Provincia de Energía del Neuquén. Rioja 385. 8300 Neuquén, Argentina

**ABSTRACT.** Chlorites from Copahue geothermal field, Neuquén. The XRD analysis and optical study of the chloritic minerals of wells in the geothermal system of Copahue (Neuquén, Argentina) have been performed. Chlorites are one of the main hydrothermal products of the metamorphic alteration of andesites, and show a rather wide range of variation in their structural and optical characteristics, related to the depth of occurrence. Their use as a quick and simple method for the thermal characterization of the drilling zone is proposed.

## Introducción

El campo geotérmico Copahue está ubicado en el sector centro oeste de la Provincia de Neuquén, en una zona limítrofe con la República de Chile, a 70 km de la localidad de Loncopué y 200 km de la ciudad de Zapala. Se accede por la Ruta Provincial N° 231 (Mas *et al.* 1996).

Consiste en un complejo volcánico de edad terciaria -cuaternaria, constituido por una gran caldera de aproximadamente 15 por 20 km, que se habría formado a partir de un estratovolcán de grandes dimensiones. En dicha caldera evolucionaron varios centros efusivos asociados a estructuras mayores de la caldera original, algunos de los cuales según Pesce (1989) derivaron en la formación de cráteres de explosión, por cambios en su dinamismo. Estos sistemas estructurales han tenido gran importancia en la formación y diseño del campo geotérmico.

Las rocas son predominantemente volcánicas, andesitas básicas de composición calcoalcalina, aunque también se observa la presencia de un par de cuerpos shoshoníticos en la periferia de la caldera. La composición de estos dos tipos de rocas ha influido, entre otros factores, en la mineralogía secundaria resultante en la que predominan los minerales de calcio y potasio.

En Copahue se han efectuado hasta la actualidad tres pozos exploratorios profundos, COP-1, de 1414 m, COP-2, de 1210 m y COP-3, de 1065 m, que producen vapor. En el COP-1, desde el año 1988, está instalada una planta geotermoeléctrica demostrativa, de ciclo binario, de 670 kW de potencia.

El objetivo de estos pozos fue el estudio del reservorio, desde el punto de vista geológico, geoquímico, geofísico y de ingeniería de reservorio. El

pozo COP-3 se llevó a cabo a través de un convenio de cooperación técnica entre la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) y el Centro Regional de Energía Geotérmica del Neuquén (CREGEN). El estudio mineralógico, difractométrico y óptico, de las muestras obtenidas fue llevado a cabo en los laboratorios del área mineralógica de la Universidad Nacional del Sur a través del convenio UNS-CREGEN. Estos estudios permitieron realizar observaciones mineralógicas de interés acerca de los minerales de alteración presentes y las variaciones que presentan en función de la profundidad. Se ha observado así que algunos de los minerales que muestran mayor variación son los arcillosos en general, y las cloritas en particular.

## Objetivos

Las cloritas son uno de los silicatos secundarios más comunes en ambientes geológicos sujetos a condiciones termobarométricas moderadas (entre 150° y 450°C y pocos kb de presión). Si bien sus características cristaloquímicas varían en función de las condiciones de presión y temperatura, son pocos los autores que han analizado la relación entre estas condiciones y la composición como principal objetivo de su estudio.

Entre estos estudios pueden citarse los de Kristmannsdottir (en Browne 1990), que propone una gradación de esmectitas-cloritas en función de la temperatura en Reykjanes, Islandia; y el de Cathelineu y Nieva (1985) quienes proponen el uso de una solución sólida de clorita como geotermómetro en el sistema geotérmico Los Azufres, México.

En el campo geotérmico Copahue se ha comprobado la presencia abundante de cloritas desde una profundidad de 80 m aproximadamente. Estos minerales muestran una marcada variación en sus características estructurales y ópticas en relación con la profundidad de emplazamiento, lo que indica su dependencia con la temperatura. Se considera de interés por lo tanto realizar el estudio detallado de los minerales arcillosos en general, y de los cloríticos en particular con el fin de analizar la posibilidad de utilizar la presencia de estos minerales como una forma rápida y simple de caracterizar térmicamente la zona que se está perforando.

## Métodos y resultados

### Difractometría de rayos X

El análisis por difracción de rayos X se realizó sobre muestras de material de *cutting* y testigos extraídos a profundidades crecientes en las perforaciones antes mencionadas. Las muestras están separadas entre 10 y 30 m una de otra, si bien algunas que presentan diferencias litológicas o mineralógicas pueden estar más próximas entre sí.

El análisis difractométrico y el procesamiento de los datos obtenidos se realizó con un equipo de DRX

Rigaku Geigerflex D Max/IIIIC. Las cloritas fueron concentradas mediante tratamiento con un Separador Magnético Frantz Isodinamic L-1. Esta operación se repitió varias veces con distintos amperajes e inclinaciones.

La identificación preliminar de las cloritas por DRX es relativamente directa, ya que todas presentan una reflexión basal entre 14,2 y 14,4 Å, con una serie de reflexiones fácilmente observables hasta (005). En las muestras en que este mineral se encuentra mezclado con material arcilloso (caolinita o montmorillonita), es tratado con etilen-glicol para poner en evidencia a la montmorillonita, y se calienta posteriormente hasta 550°C para provocar el colapso de la caolinita. Con este calentamiento se logra además el reacomodamiento estructural de la clorita, lo que se manifiesta con una marcada intensificación de la reflexión basal (001) y la correspondiente disminución de las intensidades de las reflexiones basales de orden mayor.

Por último, para confirmar la presencia de clorita en las muestras con mezclas, se utiliza HCl 1N durante 1 hora a 90°C. Este tratamiento destruye a la clorita, como así también a la calcita y a la wairakita presente en algunas muestras. En la Fig. 1 se comparan los difractogramas del concentrado obtenido por separación magnética de la muestra de 660 m, natural (a) y tratado con HCl (b). El difractograma (c) corresponde a la diferencia entre (a) y (b), en él pueden verse claramente las reflexiones de la clorita. Este

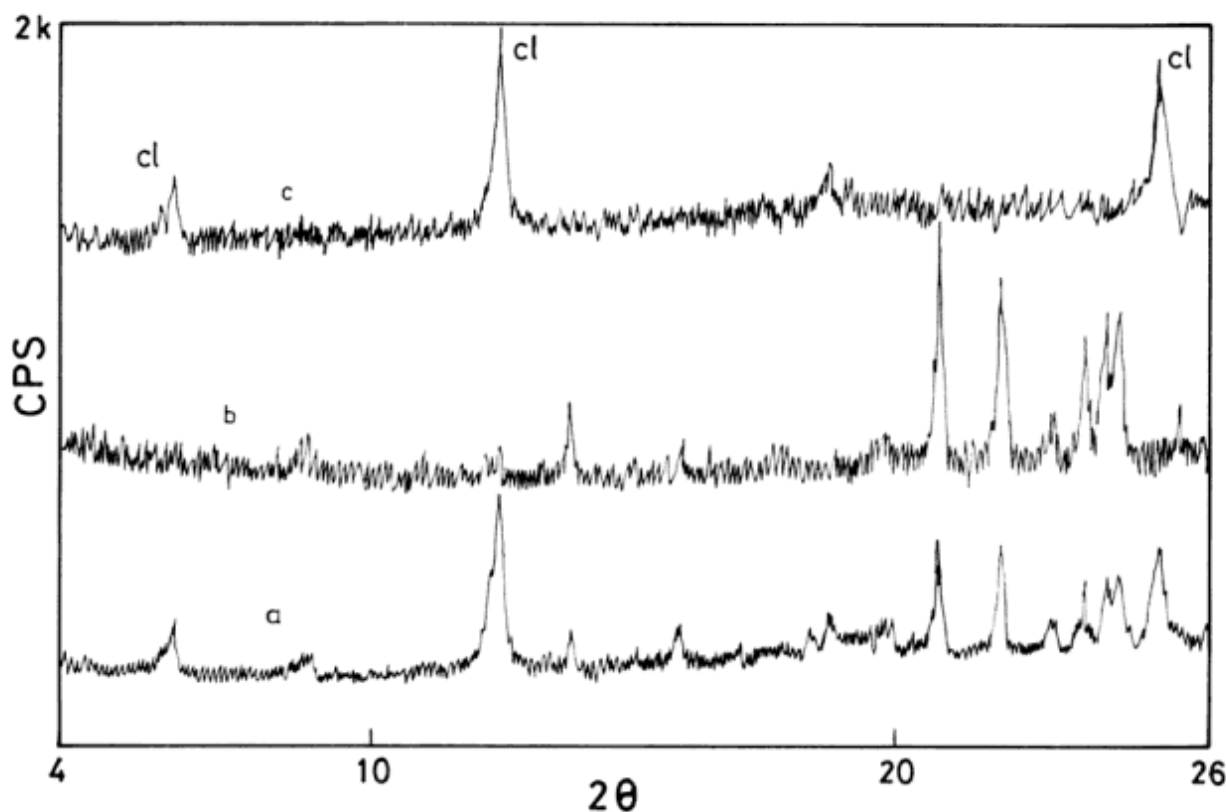


Figura 1: Difractogramas de rayos X de clorita. COP-3, 660 m de profundidad. (a) concentrado natural (b) tratado con HCl (c) difractograma diferencia. cl : clorita

diagrama fue obtenido mediante un procesador de datos, efectuando la sustracción de las intensidades de un difractograma sobre el otro, con una diferencia de paso de  $0,01^\circ$ .

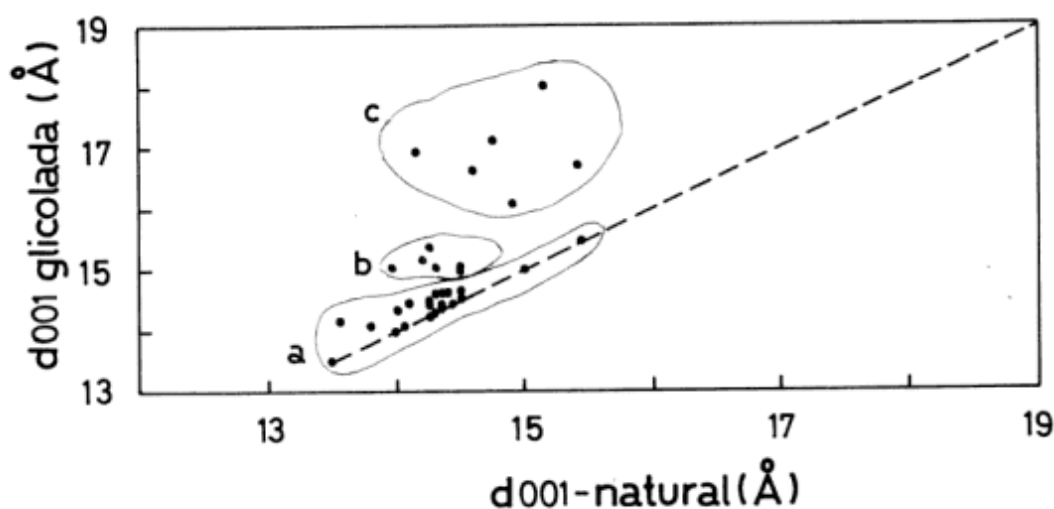
De esta manera se identificaron los siguientes grupos minerales:

**Esmectitas:** caracterizadas por la presencia de una reflexión basal  $d_{001}$  entre  $14,3\text{\AA}$  y  $15,0\text{\AA}$  bajo condiciones secas y  $16,6\text{\AA}$  a  $18,0\text{\AA}$  glicoladas. Las esmectitas son comunes en los niveles superiores de las perforaciones.

Asimismo se observaron inmediatamente por debajo de las zonas de reservorio intensamente fracturadas y alteradas.

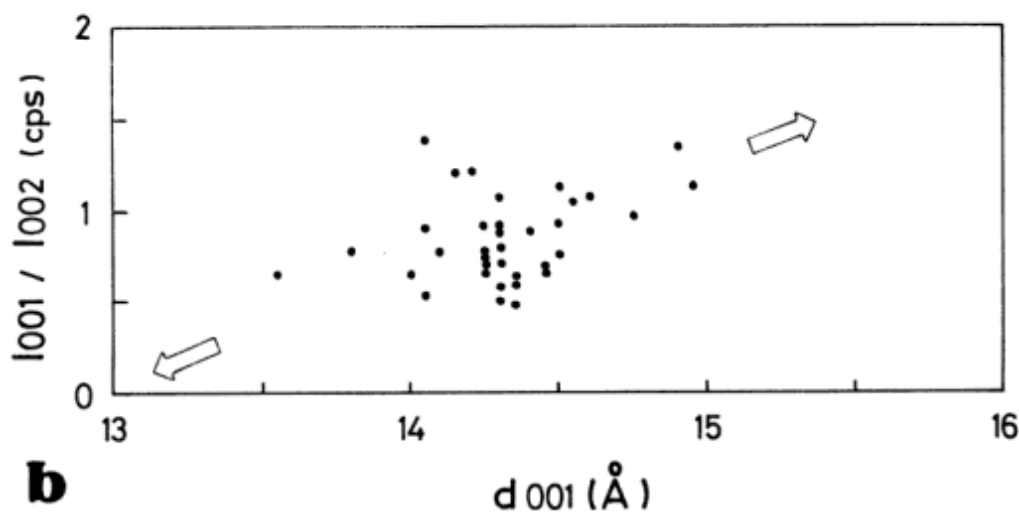
**Clorita-esmectita interestratificada:** son los filosilicatos más comunes a profundidades mayores de  $150\text{ m}$ , con una abundancia sólo comparable con la de las cloritas. En estos minerales los valores de  $d_{001}$ , entre  $14,0\text{\AA}$  y  $15,0\text{\AA}$ , expanden hasta  $3,0\text{\AA}$  por tratamiento con etilen-glicol, y el grado de expansión aumenta con el incremento de componentes expansivos (esmectita).

### Relación $d_{001}$ nat./ $d_{001}$ glic.



**a** a - clorita      b - clorita expansible      c - esmectita

### Relación $d_{001}$ vs $I_{001}/I_{002}$



**b**

**Figura 2a:** Relación entre las distancias entre planos de átomos en cloritas naturales ( $d_{001}$  natural ) y tratadas con etilenglicol ( $d_{001}$  glicolada). **2b:** Relación entre las intensidades de las difracciones 001 y 002 ( $I_{001}/I_{002}$ ) y la distancia basal 001 ( $d_{001}$ ).

También la reflexión 002 sufre los efectos del glicolado, manifestándose una disminución de la intensidad y un notorio aumento del ancho del pico.

El gráfico de la Fig. 2a muestra la relación existente entre los valores de  $d_{001}$  de 25 muestras naturales de la perforación COP-3 y sus equivalentes glicoladas. La recta diagonal une puntos de iguales valores de  $d$  (sin expansión). El área (a) comprende los puntos que representan a las cloritas no expansibles; el (b) a las cloritas expansibles y el sector (c) a las esmectitas. Se observa claramente que la expansión aumenta con el incremento de  $d_{001}$ , y que existe una solución de continuidad entre las esmectitas y las cloritas expansibles, mientras que se manifiesta una transición más gradual entre estas últimas y las cloritas.

Las intensidades relativas de los picos en  $14\text{\AA}$  y  $7\text{\AA}$  de la muestra natural pueden utilizarse para calcular groseramente la proporción relativa de capas expansibles (Liou *et al.* 1985). Con el aumento del contenido de clorita la relación de alturas de pico  $14\text{\AA}/7\text{\AA}$  disminuye de  $\sim 1,5$  a  $\sim 0,4$  y  $d_{001}$  varía desde  $15\text{\AA}$  a  $13,5\text{\AA}$ . En la Fig. 2b puede verse el gráfico que relaciona  $I_{001}/I_{002}$  vs  $d_{001}$  construido con las muestras de cloritas y cloritas expansibles utilizadas en el gráfico anterior, donde se observa la tendencia mencionada. Las muestras que presentan valores de  $d_{001}$  menores de  $14,5\text{\AA}$  tienen predominantemente relaciones  $I_{001}/I_{002}$  inferiores a 1, y esta relación disminuye progresivamente con la disminución del espaciado basal, coincidiendo con el incremento de la fase clorítica. En la dirección opuesta, con el incremento de  $d_{001}$  se produce el incremento de la relación de intensidades, lo que refleja un incremento de la fase esmectítica. En general esta relación de intensidades disminuye con el aumento de la profundidad.

Sólo unas pocas muestras de clorita expansible muestran una indudable reflexión en  $31\text{\AA}$  para 001

Montmorillonita cálcica	0 m
Interestratificado Clorita-	⋮
Montmorillonita	⋮
y	⋮
Clorita expansible	⋮
Clorita-Clorita expansible	⋮
Clorita	⋮
Interestratificado Clorita-	⋮
Montmorillonita	1200 m

(siendo la de  $14\text{\AA}$  correspondiente a 002 y  $7\text{\AA}$  a 004), indicadora de su carácter de mineral regularmente interestratificado, por lo que puede asumirse que en la mayoría de las muestras los interestratificados son irregulares.

**Cloritas:** También las cloritas con espaciado  $d_{001}$  no expansivo son comunes en el campo geotérmico Copahue, si bien son menos abundantes que las

anteriores y se encuentran limitadas a las zonas de mayor temperatura y más intensamente alteradas.

En la Tabla 1 se resumen los resultados obtenidos en el análisis difractométrico de la fracción arcillosa separada en las muestras del pozo COP-3 entre 20 y 1064 m de profundidad.

En esta tabla se puede observar que:

-En los niveles superiores predomina la montmorillonita, además de illita muy subordinada.

-A partir de los 80 m de profundidad, y hasta los 620 m aproximadamente, predominan los minerales clorítico/arcillosos, constituidos por clorita expansible y/o mezclas interestratificadas de clorita/clorita expansible.

**Tabla 1:** Análisis difractométrico de la fracción arcillosa.

Prof.m	Montm.	Mt/Cl.	Cl.exp.	Cl/Cl.exp.	Clorita Illita
20	x				
50	x		*		
80	*		x		*
120					
170			x		
200				x	
250				x	
280		x			
294					x
320			x		
400			x		
420				x	
450				x	*
480					x
530			x		o
560			x		*
600			x		*
620		x			*
660					x
720					x
760					x
790			x		
810					x
830			x		x
850					x
865					x
880					x
900		o			x
960					x
1002					x
1015					x
1022			*		x
1034				x	
1045			o	x	o
1055	x			x	
1064	x			x	

x: dominante - o: subordinada - \*: escasa

-Algunas de las muestras analizadas reaccionan de manera diferente en el tratamiento térmico, contrayéndose parcialmente, lo que indica la presencia de montmorillonita.

-Entre 450 m y 660 m de profundidad se observa la presencia de illita subordinada a los minerales cloríticos.

-A partir de dicha profundidad y hasta los 1022 m



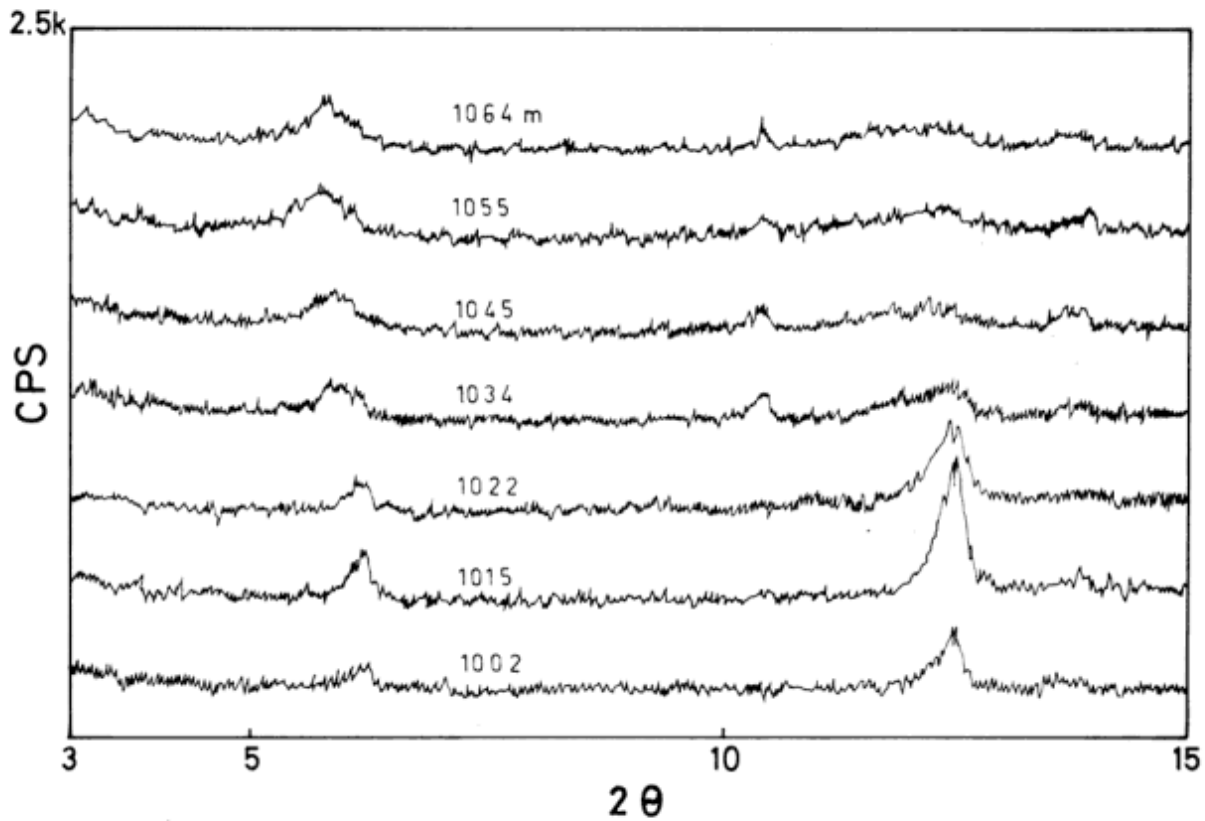


Figura 3: Difractogramas correspondientes a muestras de los últimos 40 m de COP-3.

sólo se presenta clorita bien cristalizada, como mineral arcilloso dominante, con excepción de un pequeño nivel de clorita expansible entre 780 y 790m.

-Por debajo de los 1022 m de profundidad se produce una inversión de esta secuencia progresiva, y en los últimos 40 metros de la perforación se presentan sucesivamente clorita expansible, interestratificado clorita/montmorillonita y montmorillonita. La Fig. 3 muestra los difractogramas de los filosilicatos presentes en esta última porción del pozo, en los que se observa la mencionada sucesión.

En los materiales en que la clorita es relativamente abundante y está bien cristalizada, el difractograma puede proporcionar información química y estructural adicional (Brindley y Brown 1984). Los rasgos diagnósticos analizados en los difractogramas se resumen en la Tabla 2.

Los exámenes realizados permitieron observar que la constante *b*, varía entre 9,294 Å y 9,252 Å, insinuándose una tendencia que indica que dicho parámetro disminuye con el aumento de la profundidad, y simultáneamente también la relación Fe/Fe+Mg, que se calcula en función de *b*, y que varía entre aproximadamente 0,55 y 0,32. En cuanto a la proporción de Al<sub>IV</sub>, la misma es relativamente constante, oscilando entre 1,0 y 1,2 sin una relación aparente con la profundidad.

Todas las cloritas analizadas corresponden al tipo trioctaédrico, con presencia de los politipos IIb y Ib, aunque con leve predominio del primero.

El espesor de los cristales en la dirección perpendicular a los planos basales es sumamente variable. Este espesor fue calculado aplicando la ecuación de Scherrer (Brindley y Brown 1984) que relaciona el ancho de las reflexiones basales a la mitad de su altura con el número de planos basales que constituyen el paquete. Estos son algunos de los resultados obtenidos en profundidad:

- 120 m: número de planos erráticamente variable
- 620 m: número de planos regularmente variable
- 660 m: 21 capas basales
- 790 m: 11 capas basales
- 880 m: 27 capas basales

La diferencia se hace mucho más notable cuando se comparan entre sí los espesores determinados para cada reflexión basal en las cloritas bien cristalizadas y en los minerales clorítico/arcillosos de niveles superiores. En estos últimos el número de planos es distinto para cada reflexión basal analizada en una

Tabla 2: Rasgos diagnósticos de los difractogramas.

Característica	Aplicación
espaciado 060	determinación de <i>b</i> , distinción entre cloritas di/trioctaédricas
espaciado basal	relación Mg:Fe <sup>2+</sup> sustitución Si:Al <sup>IV</sup>
reflexiones h01	determinación de politipos
n° de capas basales	espesor de los cristales presencia de interestratificados

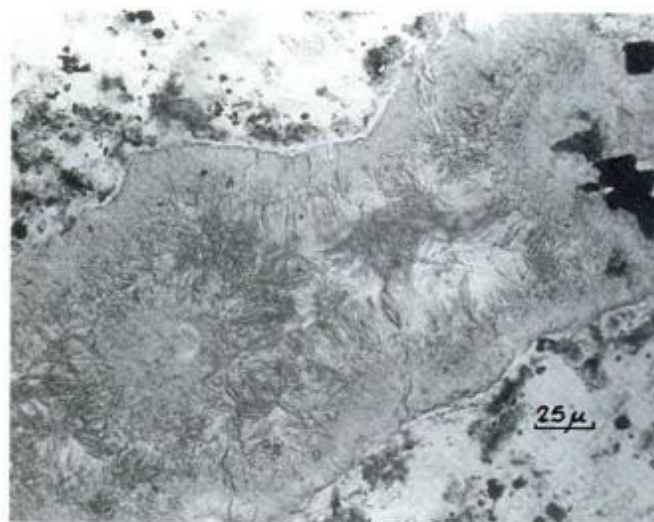
misma muestra, con una variación que puede ser regular o errática, según el carácter ordenado o desordenado de la interestratificación. Las cloritas no expansibles, por su parte, muestran valores casi constantes para toda la serie de planos basales de cada muestra. El número de planos es creciente con la profundidad hasta llegar al nivel más intensamente alterado donde permanece aproximadamente constante, variando entre 27 y 30 capas basales. A los 790 m de la perforación se observa un nivel en el que disminuye el número de capas basales, coincidiendo con la presencia de cloritas expansibles en lugar de cloritas.

### Microscopía óptica

El análisis óptico de las cloritas de los distintos niveles permite observar que las mismas no sólo varían en cristalinidad y abundancia, sino también en sus características ópticas. En general son muy abundantes y se encuentran con montmorillonita, cuarzo o minerales secundarios cálcicos según la profundidad y condiciones de formación. Su textura varía entre laminar muy fina y desordenada en aquellas muestras donde predomina la clorita expansible, a laminar paralela con cristales de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$ , y aún mayores, en venillas, agregados radiales y libros, donde se presenta bien cristalizada. En la fotomicrografía de la Figura 4 es posible observar un hueco tapizado exteriormente por clorita muy fina y desordenada, y hacia adentro una segunda capa de clorita mejor cristalizada. El interior del hueco está relleno por un núcleo central pequeño, nuevamente de clorita expansible. Si bien es frecuente que ambas variedades coexistan en un mismo nivel, las abundancias relativas de uno y otro tipo varían con la profundidad. Por otra parte, la clorita desordenada se presenta normalmente reemplazando granos de minerales primarios, en especial piroxenos, mientras que la ordenada lo hace como relleno de venillas y

huecos. En la Tabla 3 se resumen las características ópticas observadas.

De acuerdo al gráfico de Albee (Tröger 1979), que relaciona la proporción de Mg:Fe con el signo óptico, la elongación y el color de interferencia, las cloritas presentes en Copahue serían ferrosas, con una relación



**Figura 4:** Fotomicrografía de clorita, COP-3; 529 m; s/nicol analizador.

algo mayor a 0,52 de  $\text{Fe}^{2+}$ , valor superior al determinado por difracción (0,45 a 0,32). Esta aparente contradicción ha sido analizada por Craw y Jamieson (1985) quienes concluyeron que las anomalías ópticas en cloritas de bajo grado de metamorfismo (equivalentes a las que se presentan en Copahue) son probablemente el resultado de secuencias de empaquetamiento metastable que desaparecen con el avance de la recrystalización. La temperatura requerida para recrystalizar las cloritas magnésicas a politipos "normales" varía de acuerdo a

**Tabla 3:** Características ópticas.

Tipo	Orientación de (001)	Tamaño grano	Color de interferencia	Pleocroismo	Elong./Signo óptico
Expansible	Errática, formas laminares pobremente desarrolladas	<20 $\mu\text{m}$	Gris de 1° orden	Débil a indeterminable	+ ?
Ordenada	Ordenada, paralela	>100 $\mu\text{m}$	Gris a azul anómalo	Verdoso débil a indeterminable	+ -

la composición, siendo mayor en cloritas con mayor contenido relativo de  $Fe^{2+}$ . Dichos autores, en consecuencia, advierten que el esquema de Albee debe ser usado con precaución en rocas metamórficas de bajo grado.

### Consideraciones y conclusiones

En el campo geotérmico Copahue se ha determinado la siguiente zonación vertical de minerales arcillosos: La montmorillonita se forma a temperaturas relativamente bajas, 120°-130°C; generalmente sin exceder los 100 m de profundidad.

La clorita expansible y los interestratificados clorita/montmorillonita indican una temperatura algo mayor, del orden de los 200°C, y se presentan entre 50 y 650 m aproximadamente.

Finalmente la clorita se presenta en niveles más profundos, y se considera estable a temperaturas por encima de 250° C.

Según los gráficos propuestos por Cathelineu y Nieva (1985), la relación  $Al_v$  determinada (1,0-1,2) corresponde a temperaturas entre 250° y 300°C aproximadamente.

El espesor de los cristales (número de planos basales) se incrementa con la profundidad, lo que indica un mejor grado de cristalización.

Los politipos presentes, I Ib y/o Ib, confirman esta tendencia. Hayes (en Bailey 1988) señala que son necesarias temperaturas superiores a 200°C para conseguir la transición Ib a I Ib, indicando que los cambios estructurales parecen ser muy sensibles a las variaciones de temperatura y relativamente insensibles a los cambios de composición. Según Walker (1989) por otra parte, la clorita I Ib es el producto final del metamorfismo térmico y la transición se produciría a una temperatura entre 150° y 250°C.

Esta zonación resulta confirmada por los minerales secundarios que acompañan a los arcillosos, que varían entre cristobalita y ceolitas cálcicas cerca de la superficie, a minerales secundarios cálcicos (epidoto, prehnita, actinolita, etc) en los niveles inferiores.

Por otra parte, esta tendencia es similar a la descrita por Kristmannsdottir (en Browne 1990), quien menciona que en Reykjanes, Islandia, se presentan esmectitas como fase discreta donde las temperaturas son inferiores a 200°C, se vuelven erráticamente interestratificadas con clorita a temperaturas entre 200° y 270°C, y por encima de 270°C la clorita es el único mineral arcilloso presente.

Fujishima y Fan (1977) establecen que en Keolu Hills (Hawai) el incremento de la temperatura y la presión con el aumento de la profundidad resulta en una menor incidencia de las capas expansibles de clorita.

La presencia esporádica de montmorillonita, clorita expansible e interestratificados en niveles profundos del campo Copahue, puede correlacionarse con una inversión de temperatura producida por el ingreso de aguas más frías a través de fracturas, es decir una fuerte componente horizontal de flujo.

Asimismo, la presencia de illita sólo en determinados niveles, parece estar más relacionada con el pH de las soluciones que con la temperatura. La formación esporádica de este mineral podría indicar la presencia de un nivel de ebullición inferior que separa una fase fluida ácida poco densa, o un proceso de mezcla de fluidos.

Considerando lo expuesto, se puede concluir que:

-Las rocas hidrotermalmente alteradas en un campo geotérmico actúan como registros de la temperatura y el flujo geotérmico que han experimentado.

-El estudio de estos minerales sirve como criterio en la elaboración de correlaciones entre pozos y permite mejorar la definición de la extensión areal del reservorio.

-El estudio difractométrico y óptico detallado de las cloritas y otros minerales arcillosos de Copahue permite proponer una secuencia progresiva de zonas de alteración hidrotermal.

-De acuerdo a sus características, y a los minerales acompañantes, se sugiere una temperatura entre 250° y 300° C para la zona de cloritas bien cristalizadas.

-Esta zona de mayor temperatura coincide con la zona de reservorio reconocida en las tres perforaciones geotérmicas efectuadas, y que es explotada para la producción de energía en la Planta Geotermoeléctrica instalada en COP-1.

-Por otra parte la inversión de alteración registrada en los últimos tramos de las perforaciones indica que este no es el reservorio principal del sistema, sino que se trata de una zona de fractura que ha servido de paso a las soluciones responsables de la intensa alteración presente.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Ente Provincial de Energía del Neuquén por el apoyo brindado en las tareas de campaña, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio con el que se financió esta investigación, y a la Universidad Nacional del Sur por la utilización de sus laboratorios y equipos.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bailey, S.W. (ed.), 1988. Hydrous phyllosilicates (excl. of micas). *Reviews in Mineralogy*, 19; Mineralogical Society of America; 725 p. Washington, D.C.

- Brindley G.B. y Brown, G. 1984. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society; Monograph 5, 495 p. Londres.
- Browne P.R.L., 1990. Hydrothermal alteration and geothermal systems. Geology Lecture Course; 86.102; 68 p. New Zealand Geothermal Association; Auckland.
- Cathelineu M. y Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82: 235-244.
- Craw, D. y Jamieson, R.A., 1985. Anomalous optics in low-grade chlorite from Atlantic Canada. The Canadian Mineralogists, 22: 269-280.
- Fujishima, K.Y. y Fan, P.W., 1977. Hydrothermal mineralogy of Keolu Hills, Oahu, Hawaii. American Mineralogists, 62: 574-582.
- Liou, J.G., Y. Seki, R.N. Guillemette y H. Sakai, 1985: Compositions and paragenesis of secondary minerals in the Onikobe Geothermal System, Japan. Chemical Geology, 49:1-20.
- Mas, G.R.; Mas, L.C. y Bengochea, A.L., 1996: Alteración ácido-sulfática en el campo geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(1): 78-86.
- Pesce, A. H., 1989. Evolución vulcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 307 - 327.
- Tröger, W.E., 1979. Optical determinations of rock-forming minerals. En: Bambauer, H.U., Taborsky F. y Trochim, H.D. (Eds.): E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 190p., Stuttgart.
- Walker, J.R., 1989. Polytypism of chlorite in very low grade metamorphic rocks. American Mineralogists, 74: 738-743.

**Recibido:** 24 de agosto, 1995

**Aceptado:** 30 de abril, 1996



## NOTA BREVE

# Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental argentina

Sergio A. GORUSTOVICH<sup>1</sup>, María C. SÁNCHEZ<sup>2</sup> y Daniel G. RUBIOLÓ<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Comisión Nacional de Energía Atómica, Universidad Nacional de Salta, Avda. Bolivia 4650, 4400 Salta

<sup>2</sup>Universidad Nacional de Salta, Geología, Buenos Aires 177, 4400 Salta

<sup>3</sup>Dirección Nacional del Servicio Geológico, Avda. Julio A. Roca 651, Piso 10, 1322 Buenos Aires

## Introducción

La Formación Fundición (Amengual y Zanettini 1974) aflora al occidente de la quebrada de Humahuaca, al noroeste de la localidad de Huacalera (Provincia de Jujuy) (Fig. 1).

La primera referencia del intrusivo de Fundición es la de Amengual y Zanettini (1974) quienes le adjudicaron edad precámbrica porque intruye a la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Eocámbrico), y porque interpretaron que las rocas del Grupo Mesón (Cámbrico Superior) lo cubren en relación de discordancia. Estos autores describieron al stock de Fundición como un granito calco-alcalino hornblendífero de grano mediano y de color blanco-rosado a blanco-grisáceo, en cuyos bordes varía a granodiorita.

En la zona de estudio (Fig. 1) aflora la Formación Puncoviscana (Turner 1960) sobre la que se apoya en relación de discordancia el Grupo Mesón (Turner 1960), que a su vez es cubierto en discordancia por las sedimentitas del Grupo Santa Victoria (Turner 1960; Ordovícico Inferior). Estas unidades están intruidas por el stock de Fundición. Además en esta comarca se describieron rocas volcánicas alojadas en la Formación Puncoviscana, Grupo Mesón y Grupo Santa Victoria, pero existen opiniones dispares acerca de la edad de las vulcanitas (Manca *et al.* 1987; Moya 1989).

Los autores de esta contribución recorrieron la quebrada de Yacoraite y su afluente derecho, la quebrada de Iriques, hasta el abra de Fundición. Se observó que el stock de Fundición intruye sedimentitas fosilíferas del Ordovícico Inferior y que las rocas cámbricas no se apoyan en discordancia sobre el stock, sino que están intruidas por éste. Con este trabajo se pretende contribuir al conocimiento de la geología del noroeste argentino y dar a conocer las interpretaciones preliminares sobre el stock de Fundición sobre la base de evidencias de campo.

El mapa geológico fue preparado a partir de la fotointerpretación realizada por el colega Néstor

Aguilera de la Universidad Nacional de Salta, a quien agradecemos su colaboración. Asimismo agradecemos a José A. Salfity por la lectura crítica del manuscrito.

## Geología

En la Fig. 1 se observa la geología simplificada del área considerada y la distribución de la Formación Fundición. La tectónica de la comarca es complicada. Las fracturas más relevantes son inversas, de rumbo submeridiano, con vergencia al este y unas pocas al oeste; ellas producen, en algunas áreas, plegamiento e inclusive inversión de los estratos paleozoicos. De allí que la comarca no ofrezca perfiles estratigráficos completos.

Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Eocámbrico) que tiene vasta distribución areal. Se compone de pizarras de color gris-verdoso y gris-plomizo, y filitas verde-azuladas y violáceas; intercalan grauvacas de color gris oscuro.

El Grupo Mesón (Cámbrico Superior) yace sobre la Formación Puncoviscana en relación de discordancia angular, lo que se observa en la quebrada de El Churcal (Fig. 1). Allí la Formación Lizoite -unidad basal del Grupo- se compone de conglomerado fino (90% de cuarzo), matriz-soporte, color morado, y cuarcita mediana, rosada, y con laminaciones paralela y entrecruzada. La estratificación de la unidad es megalenticular mediana a fina.

La Formación Campanario -unidad media del Grupo Mesón- aflora sobre la margen izquierda de la quebrada de Iriques. Está compuesta por cuarcita mediana, limolita y fangolita verde-amarillentas y moradas, con abundantes trazas fósiles; la estratificación es tabular y ondulosa a lenticular fina a mediana.

La Formación Chalhualmayoc -unidad cuspidal del Grupo Mesón- está representada por cuarcitas medianas, con estratificación tabular y megalenticular

mediana a gruesa, con laminación paralela y entrecruzada. Aflora sobre la margen derecha de la quebrada de Iriques y en el abra de Fundición (Fig. 1).

Los afloramientos asignados al Grupo Santa Victoria (Ordovícico Inferior) corresponden a la Formación Santa Rosita (Tremadociano Inferior). Están compuestos por cuarcita y arenisca de grano fino y pelitas muy fosilíferas; el color del conjunto es gris-blancuquecino a gris-verdoso, la estratificación es tabular a lenticular, fina a mediana, con laminación paralela y entrecruzada, y ondulitas.

Las rocas "graníticas" del stock de Fundición están expuestas al sur de la quebrada de Yacoraité y al este de la de Iriques, dentro de un bloque buzante al oeste y limitado por dos fallas inversas regionales con planos que inclinan también al oeste. En la zona del abra de Fundición, el stock que está cubierto por rocas del Grupo Mesón que muestran distribución saltuaria, suavemente inclinados al oeste. Aparentemente se apoyan en discordancia sobre el stock de Fundición (Amengual y Zanettini 1974), pero en realidad corresponden a un *roof pendant* de la Formación Chalhualmayoc.

En la quebrada El Churcal se observa cómo el stock de Fundición intruye a la Formación Puncoviscana. En tanto en la quebrada El Chorro, afluente derecho de la quebrada de Iriques, el stock de Fundición intruye a sedimentitas ordovícicas fosilíferas.

En las cercanías de la escuela Volcán Yacoraité (Fig. 1), sobre ambas márgenes de la quebrada homónima, se observa cómo intrusivos graníticos tipo filón-capa afectan a rocas ordovícicas que se presentan invertidas y muestran efectos de metamorfismo de contacto de hasta 10 cm de espesor.

### Stock de Fundición

Las variedades petrográficas reconocidas en el intrusivo de Fundición tienen coloración rojiza y granulometría gruesa y mediana. En un análisis se han reconocido sienita, sienita cuarzosa y monzosienita.

La sienita es de grano grueso; el mineral predominante es el feldespato alcalino mesopertítico. El cuarzo (20%) forma con el feldespato alcalino una textura micrográfica. Los minerales accesorios son rutilo, monacita, circón, apatita, titanita y magnetita.

La sienita cuarzosa contiene 70% de feldespato alcalino (pertita: desmezcla de albita y feldespato potásico) y 30% de cuarzo. La textura es alotriomorfa. Los accesorios son ilmenita, rutilo y circón.

La monzosienita posee textura hipidiomorfa y mayor contenido de plagioclasa (oligoclasa). Se caracteriza por poseer cristales subhedrales de biotita (5-10%) y en menor cantidad hornblenda y clinopiroxeno.

Un análisis químico realizado en la Comisión Nacional de Energía Atómica sobre una muestra indica su carácter alcalino, y confirma su definición petrográfica como sienita. Los valores (% en masa) obtenidos son: SiO<sub>2</sub> 60,87; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 18,73; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,00; FeO 2,26; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,52; TiO<sub>2</sub> 1,13; CaO 1,75; MgO 0,83; Na<sub>2</sub>O 4,45; K<sub>2</sub>O 5,12; MnO 0,07; Pérd. por Calc. 1,25. Además se determinó 5,4 ppm de U, 14 ppm de Th, 1.100 ppm de Ba, 283 ppm de Rb y 465 ppm de Sr.

### Características radimétricas

Desde el punto de vista radimétrico, las rocas graníticas del stock de Fundición tienen una elevada cuenta de fondo de 200 a 300 c/s (cuentas segundo) tomado con scintilómetro SRAT SPP2 y valores puntuales de hasta 500 c/s. Los contenidos de U varían entre 3 y 9 ppm y los de Th entre 20 y 28 ppm.

En el abra de Fundición se observó un dique de composición granítica similar al aflorante en las cercanías de la escuela Volcán Yacoraité; se trata de un dique de 1 m de espesor que intruye a cuarcitas de la Formación Chalhualmayoc, con un fondo radimétrico de 200 c/s, y 7,1 ppm de contenido de U y 28 ppm de Th.

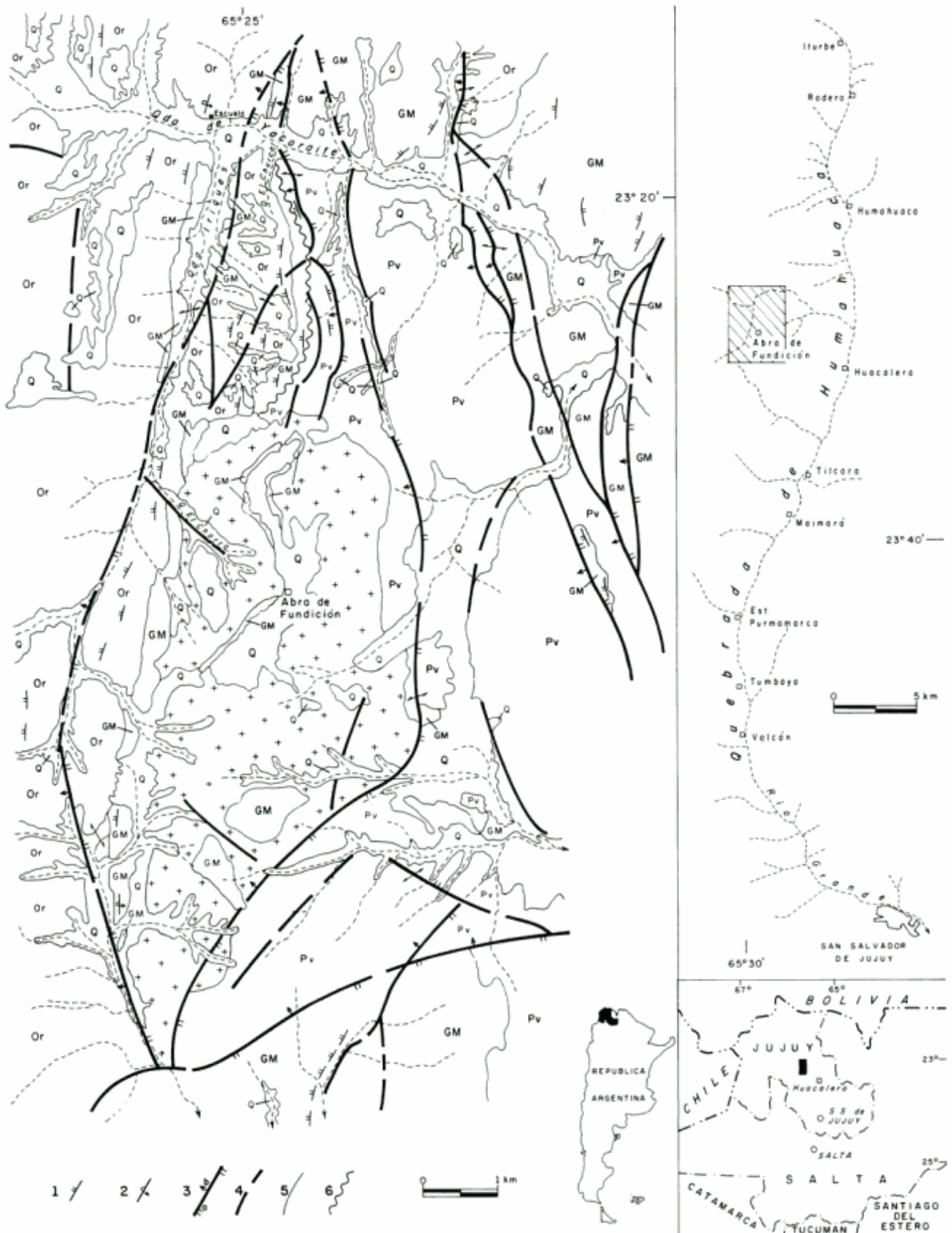
En lentes de conglomerado fino de la base de la Formación Lizoite se detectaron anomalías radimétricas de hasta 300 c/s (1,3 ppm de U y 31 ppm de Th). Estos conglomerados afloran sobre la margen derecha de la quebrada de Yacoraité, agua abajo de la desembocadura de la quebrada de Iriques (Fig. 1).

Asimismo se detectaron varias anomalías radimétricas asociadas a venillas de limonita con valores de 1.000-1.500 c/s hasta 5.000 c/s, alojadas en sedimentitas ordovícicas fosilíferas. Los análisis químicos de estas venillas indican bajo contenido de U (hasta 34 ppm); en consecuencia las anomalías corresponden a Th (hasta 265 ppm) y probablemente a elementos de tierras raras dado el carácter alcalino del intrusivo, al cual se vincula el origen de las soluciones mineralizantes.

### Consideraciones finales

El stock de Fundición, los diques y los filones-capa asociados son posordovícicos, y probablemente correspondan a un mismo episodio magmático. Las razones que sustentan esta hipótesis son las siguientes:

a) Las sedimentitas ordovícicas fosilíferas están intruidas por el stock de Fundición, además de diques y filones-capa. Estas rocas muestran en la zona de contacto fenómenos de recristalización incipientes (Moya 1989).



**Figura 1:** Mapa de ubicación y mapa geológico del stock de Fundición. Q, Depósitos cuaternarios. ++ Formación Fundición. Or, Grupo Santa Victoria. GM, Grupo Mesón. Pv, Formación Puncoviscana. 1. Rumbo y buzamiento fotointerpretado; 2. Rumbo y buzamiento rebatido; 3. Falla, a labio hundido, b inclinación; 4. Falla inferida; 5. Contacto; 6. Discordancia.

b) Algunos diques de composición básica contienen abundantes xenolitos angulosos a subangulosos, desde 5 hasta 20 cm de diámetro, correspondientes a las Formaciones Puncoviscana y Chalhualmayoc. En otros se reconocen xenolitos de granito rosado, bien redondeados, de hasta 30 cm de diámetro; se los considera como provenientes del stock de Fundición.

c) Los intrusivos de Fundición y Hornillos (Turner 1960; Rubiolo 1992) muestran mineralizaciones torio-uraníferas similares.

d) La asociación de facies petrográficas reconocida en el intrusivo de Fundición tiene semejanza con la asociación de facies de Hornillos (Rubiolo, 1992) que intruye a la Formación Puncoviscana y a los Grupos Mesón y Santa Victoria. Se considera que ambas asociaciones petrográficas tienen afinidad con el magmatismo distensivo mesozoico.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Amengual, R. y Zanettini, J.C., 1974. Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(1): 30-40.

Manca, N., Coira, B., Barber, E. y Pérez, A., 1987. Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniano en el río Yacoraite, Jujuy. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 299-301.

Moya, M.C. 1989. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 368 p. (Inédito).

Rubiolo, D.G., 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW-Argentinien). Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 41, 145 p. Clausthal-Zellerfeld.

Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias, provincias de Salta y Jujuy. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 41(2): 163-196, Córdoba.

**Recibido:** 5 de setiembre, 1995

**Aceptado:** 30 de abril, 1996



†Raúl Alberto Muller (1922-1996)



Cuando el pasado 2 de febrero falleciera, a los 73 años, nuestro recordado amigo, se nos fue uno de los colegas que, además de su pasión por ser geólogo, tuvo plena conciencia de la escasa presencia profesional en el ámbito nacional y que puso sus mejores esfuerzos para hacerlo saber.

Raúl nació el 1 de diciembre de 1922 en algún alegre lugar de Devoto, en la ciudad de Buenos Aires, donde transcurrieran sus mocedades. Estudió geología en el Instituto del Museo de la Universidad Nacional de La Plata, desde donde orientó sus inquietudes al hoy extinto Banco Industrial de la República Argentina (BIRA). Trabajando en el BIRA (luego BANADE) tuvo ocasión de conocer el país, sus posibilidades y así elegir el campo que sería su próxima dedicación, esta vez empresaria, cual fue el aprovechamiento de las publicitadas bondades del yacimiento wolframífero de Arrequintín, en San Juan. A pesar de los denodados esfuerzos puestos en este objetivo, la realidad tuvo su parte al decidir que dejar Arrequintín era, por el momento, la mejor opción. Por lo tanto debió tomar un nuevo rumbo, hacia un ambiente geológico menos

inhóspito que el cordillerano, como el de las sierras de Olavarría, durante los últimos años de la década del 60, para atender las necesidades y urgencias de canteras de calizas y su aprovechamiento, donde como siempre, puso lo mejor de sí. Allí inició una actividad para la cual no se había preparado, la docencia en medios secundarios y donde también se apreciaron su don de gentes y conocimientos. De este metier y ocupación fue rescatado por la Secretaría de Minería de la Nación en el año 1972. Allí hizo su hogar laboral permanente y volcó en ella todo lo mejor que tenía de su rica experiencia en yacimientos minerales en el ámbito nacional donde actuó. En esta etapa ocupó cargos, hasta su retiro de la función pública en el año 1991, de distinciones y responsabilidades de todo carácter, incluso el de consejero de Secretarios de Estado, que también lo llevaron como Director Nacional, a asumir representaciones en ámbitos provinciales sobre variadas temáticas cumplidas con soltura.

Al abrir este recordatorio mencioné su preocupación por el destino del geólogo como profesional, lo que lo llevó, recién graduado, a promover la fundación del Centro Argentino de Geólogos, juntamente con el Dr. Monteverde. Este Centro Argentino de Geólogos contó con una historia variada, y acompañó al surgimiento de la Asociación Geológica Argentina y más tarde al Consejo Profesional de Geología. Durante toda su carrera la preocupación del "flaco Muller" fue llevar adelante el Centro Argentino de Geólogos, de carácter mas bien social. Pero la presencia de las dos sociedades mencionadas, con más penetración y motivaciones, fue minando su estructura, lo que fue finalmente aceptado con la disolución del mismo, que fuera firmada, irónicamente, por su fundador y por quien estas líneas escribe en favor de las antedichas entidades.

Al fallecer, en Devoto, R.A. Muller cumplió su ciclo. Descortés sería no mencionar como parte de la carrera del "flaco Muller" a su esposa Dorita, a su hijo Federico y a sus nietos, a quienes están dedicadas estas líneas.

W.A. Lyons

**"The Argentine Precordillera: a Laurentian terrane?". The Penrose Conference. (Geological Society of America) Co-Sponsored by: Asociación Geológica Argentina, Asociación Paleontológica Argentina, and CONICET, Argentina San Juan, Argentina, October 15-20-1995.**

Questions addressed at the Conference were: Could the Precordillera of northwestern Argentina (APC) indeed be a "tectonic tracer" that positions Laurentia with respect to Gondwana in early Palaeozoic times as northwestern Scotland with its olenellid fauna reflects the position of North America with respect to Europe prior to the early Cenozoic opening of the North Atlantic Ocean basin? Is the Precordillera, therefore, a critical clue that Laurentia was not always a northern continent, that it might have been between East and West Gondwanaland in Neoproterozoic times, and might have traveled around the South American margin during the Palaeozoic Era?

The Conveners, Ian Dalziel, Luis Dalla Salda, Carlos Cingolani and Pete Palmer, decided that the best way to approach these questions was to re-examine the fundamental issue of the origin of the rocks that comprise the Precordillera. The best place to do that was clearly on the spot in Argentina. By combining experts on the Laurentian craton in the Precordillera with their South American colleagues, it should be possible not only to decisively resolve the question of whether or not the Precordillera came from Laurentia, but also to at least address the potential follow-up question: which part of Laurentia?

The Penrose Conference took place October 15-20, 1995, in the city of San Juan on the eastern flank of the Precordillera. The 65 participants assembled from Argentina (25), the United States (23), Canada (6), Germany (6), France (2), Australia (1), Britain (1), and Chile (1). This cosmopolitan group represented many disciplines as well as many countries: palaeontology, biostratigraphy, lithostratigraphy, sedimentology and sedimentary petrology, geophysics, igneous petrology and geochemistry, palaeomagnetism, and structural geology and tectonics. The program consisted of one day of introductory talks, two days of field trips to examine the basic stratigraphy and structure of the Precordillera at key localities along the San Juan and Jachal rivers, and two days during which the participants used their individual expertise to address major questions concerning the Precordillera.

The field trips were expertly and enthusiastically led by geologists from the local Universidad Nacional de San Juan and the Universidad Nacional de Córdoba with contributions from German and US workers; a difficult task given the size of the group, the limited

time, and Andean logistics. Guidebooks were prepared by Silvio Peralta, Osvaldo Bordonaro and Matilde Beresi (San Juan), and by Ricardo Astini, Emilio Vaccari, Fernando Cañas, Luis Benedetto, Edsel Brussa and Marcelo Carrera (Córdoba).

The general conclusion of the Conference participants is that the Precordillera is an exotic terrane with respect to South America, that it came from tropical latitudes in Laurentia, and that it was amalgamated with Gondwanaland during Ordovician (Arenigian-Ashgillian) times.

On the follow-up question of the original location of the APC, there was near unanimous agreement with the hypotheses that it originated in the Ouachita embayment.

The Penrose Conference was, therefore, an unqualified success in that it resolved the main question regarding a possible Laurentian origin for the APC terrane and went on to provide a likely answer to the subsequent question regarding from which part of Laurentia the terrane could have been derived. As anticipated by the Conveners and the Penrose Conference Committee, the discussions also opened up many avenues for future research, notably the age of separation of the Precordillera from Laurentia, the mechanism of transfer of different faunal groups, the source and correlation of volcanically-derived K-bentonites, the location of an Ordovician suture on the "inboard" side of the Precordillera, and the relationship of the APC to the early Palaeozoic Pampean magmatic arc to the east.

It was decided to organize a symposium on "The Origin and Evolution of the Ouachita Embayment" as part of the South-Central Meeting of the Geological Society of America in Austin, Texas, March 11-12-1996. With support from the Geology Foundation of the Department of Geological Sciences and the Institute for Geophysics of the University of Texas at Austin, several Penrose Conference participants from Argentina, Germany, and various regions of the US should present talks, and take part in discussion designed to inform others of up to the minute ideas concerning the Argentine Texas ("ARTEX") connection.

The Conveners hope that, as originally intended, it will be possible to organize a "return" meeting in North America with a field trip, which clearly should now be around the Ouachita embayment.

This is tentatively planned for the northern autumn of 1997. It will be followed by a symposium at the Geological Society of America National Meeting in Salt Lake City, Utah. This symposium will be sponsored by the International Division of the Geological Society of America, and may have co-sponsors from one or more disciplinary divisions of the Society.

The meeting in San Juan clearly demonstrated that not even ancient inner biofacies of large cratons can be considered in isolation. As GSA President-Elect (now President) Eldridge Moores commented as the meeting broke up: "What we have just witnessed constitutes a strong case for a Geological Society of the Americas".

Ian Dalziel

*Institute for Geophysics, University of Texas at Austin, Texas  
78759-8397, USA.*

Luis Dalla Salda, Carlos Cingolani

*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de  
La Plata, 1900 La Plata, Argentina.*

Pete Palmer

*Institute for Cambrian Studies,  
Boulder, CO 80304, USA.*

### **Los recursos no vivos del Atlántico sudoccidental**

Desde hace varios años el grupo de trabajo del Atlántico Sudoccidental de "Ocean Science Related to Non Living Resources" (OSNLR), integrado por representantes de Argentina, Brasil y Uruguay ha realizado trabajos conjuntos bajo el auspicio de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC).

De iniciales confecciones de listas bibliográficas, se encaró la cartografía común de los sedimentos de las plataformas continentales (ya mapeada por el Servicio de Hidrografía Naval) a través del Proyecto "Síntesis cartográfica de los sedimentos de la plataforma continental entre cabo Frío y península Valdés". El objetivo era obtener un producto común para orientar los aprovechamientos con diferentes propósitos (minería costera o de plataforma, pesca de fondo, cultivos de organismos marinos, instalación de plataformas petroleras). En 1992 estas cartas fueron terminadas y están próximas a ser publicadas en escala 1:1.000.000.

En 1994, el grupo OSNLR dio por terminado este proyecto y propuso uno nuevo orientado a aprovechar los recursos costeros (playas, acuíferos, balnearios,

dunas), aunque también destinado a preservarlos de un riesgo común: las tormentas extratropicales provenientes del sur o mejor conocidas como sudestadas.

El propósito del proyecto "Análisis del riesgo de erosión costera producto de efectos episódicos entre cabo Frío y península Valdés" es un trabajo conjunto de 12 universidades costeras (desde Río de Janeiro a Bahía Blanca) a fin de obtener un registro comparable de un mismo evento episódico, a la vez que compartir propuestas de defensa costera "sin contraindicaciones".

Por otro lado, OSNLR no olvida los objetivos mineros que fundamentaron su creación en el seno de UNESCO. Exceptuando los hidrocarburos, el programa sigue interesado en la prospección minera de la plataforma y playas. A este respecto, debemos recordar las arenas ferrotitaníferas que fueron evaluadas en Claromecú y San Blas; los depósitos auríferos que enriquecieron al rumano Julius Popper en El Páramo, cabo Vírgenes y bahía Sloggett; o el desconocimiento de la reivindicada Zona Económica Exclusiva con su potencial en nódulos y costras polimetálicas o de nódulos fosfáticos.

La nueva Ley del Mar nos habilita al dominio del suelo marino más allá del talud continental y reivindicando la iniciativa argentina conocida como "Doctrina Nágera", geólogo cuyas convicciones patrióticas y criterios científicos lo nivelan al perito Francisco P. Moreno. Nos resta ahora a geólogos y geofísicos prospectar y relevar el suelo marino como único modo de ejercer el dominio de lo que nos pertenece por ley.

Para más información acerca de OSNLR, dirigirse al suscripto o al Dr. Edgardo Gelós (Instituto Argentino de Oceanografía, Av. Alem 53, 8000 Bahía Blanca)

Federico Ignacio Isla

*Representante nacional OSNLR  
Centro de Geología de Costas y del Cuaternario  
Casilla de correo 722  
7600 Mar del Plata*

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

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

**y la contribución de:**

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

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño  
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 28 de junio de 1996 en los talleres  
del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,  
Don Bosco 4053, Buenos Aires.



## INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

### Presentación del manuscrito

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

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones  
Asociación Geológica Argentina  
Maipú 645, 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.