

# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 47 N°1 1992



47 1  
Revista de la Asociación 1-128  
Geológica Argentina 30 marzo 1993

ISSN  
0004-4822



Buenos Aires  
Argentina



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

**COMISIÓN DIRECTIVA**  
(1991-1993)

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

**Vicepresidente:** Dr. Leonardo Legarreta.

**Secretaria:** Dra. Milka K. de Brodtkorb.

**Tesorero:** Lic. Roberto Kokot.

**Vocales titulares:** Dr. Carlos Limarino.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

**Vocales suplentes:** Lic. Jorge Gebhard.

Dra. Corina Risso.

Dra. Gabriela Alonso.

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

**Subcomisión de Publicaciones:** Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

Dra. Corina Risso.

**COMITÉ EDITORIAL**

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

**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:** Lic. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 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. Bolívar 1313, 4600 S.S. Jujuy.

**La Plata:** Dra. Gabriela Alonso, 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:** Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

**Mina Aguilar:** Lic. Fernando Flores, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.

**Neuquén:** Lic. Leonardo Salgado, Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.

**Plaza Huincul:** Lic. Fernando Bettini, Casa 259, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.

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

**Río Cuarto:** Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.

**Río Gallegos:** Lic. Roberto Andreone, C.C. 26, sucursal 1, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.

**Río Turbio:** Lic. Ramón N. Carrizo Godoy, División Geología, YCF, Casa 13, depto. 4, Barrio Las Lengas, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.

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

**Salta:** Dra. R. A. Marquillas, 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 Miglioli, 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 Tujehneider, 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:** Dra. Marta Franchini, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

**Delegados Institucionales en Buenos Aires**

**Agua y Energía:** Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, piso 5, of. 506, 1001 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 Velasco 839, 1414 Buenos Aires.

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

**Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales:** Lic. Luis H. Ferpozzi, Av. Mitre 3100, 1663 San Miguel, Buenos Aires.

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

**Dirección General de Fabricaciones Militares:** Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65, 1526 Buenos Aires.

**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA:** Lic. Ana V. Vrba, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

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

**Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas:** Lic. Roberto Bucich, Riglos 1169, 1424 Ezeiza, Buenos Aires.

**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. Elda Di Paola, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

**Petrolera San Jorge:** Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.

**Secretaría de Minería:** Lic. Diego Silva Nieto, 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**

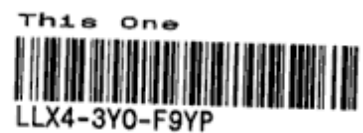
**Brasil:** Dr. Oscar Rösler, Instituto de Geociencias UPS, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.

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

**REVISTA DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

TOMO 47

Buenos Aires  
1992



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

**COMISIÓN DIRECTIVA**  
**(1991-1993)**

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

**Vicepresidente:** Dr. Leonardo Legarreta.

**Secretaria:** Dra. Milka K. de Brodtkorb.

**Tesorero:** Lic. Roberto Kokot.

**Vocales titulares:** Dr. Carlos Limarino.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

**Vocales suplentes:** Lic. Jorge Gebhard.

Dra. Corina Risso.

Dra. Gabriela Alonso.

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

**Subcomisión de Publicaciones:** Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

Dra. Corina Risso.

**COMITÉ EDITORIAL**

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

© 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 0004-4822/93 \$00.00+\$00.50.

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



## Sideronatrita de Mina Santa Bárbara, Provincia de Jujuy

Miguel Angel GALLISKI<sup>1</sup> e Irene LOMNICZI de UPTON<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

**ABSTRACT.- Sideronatrite from Santa Barbara Mine, Jujuy Province.-** The first occurrence of sideronatrite in Argentina is described from the Santa Barbara sulphur Mine in Jujuy Province (23° 50' 40" S and 64° 25' 25" W). It is associated with sulphates of Al, Mg, Fe, Na or K, such as voltaite, metavoltine, hexahidrite, alunogen, krausite, halotriquite or goldichite in a fumarolic paragenesis that also includes sulphur, gypsum and halite. Sideronatrite appears in radiated clusters of prismatic crystals elongated along [001] and flattened along {010},  $\leq 15$  by 200  $\mu\text{m}$ , with {010}, {100} and probably {101} as crystallographic forms. The strongest X-ray diffraction lines are ( $d$  in  $\text{\AA}$ ,  $I/I_0$ , hkl): 10.2, 100, 020; 3.05, 80, 240; 3.41, 70, 002; 2.71, 60, 170. The calculated cell parameters are:  $a_0 = 7.39$  (3)  $\text{\AA}$ ,  $b_0 = 20.59$  (11)  $\text{\AA}$ ,  $c_0 = 7.19$  (2)  $\text{\AA}$ ,  $V = 1095$  (6)  $\text{\AA}^3$  and  $a:b:c = 0.359:1:0.349$ . The crystals are pale yellow to pale orange, they have  $H = 2$ , # P {010}, vitreous luster, moderate hardness and are somewhat flexible. Under the microscope it is transparent, bxa (+),  $2V_{\text{calc}} = 60^\circ$ ,  $a = 1.509$  (2),  $b = 1.527$  (2),  $G = 1.585$  (2),  $r > v$  strong; X = b = colourless, Y = a = very pale yellow, Z = c = pale yellow. Its chemical composition by analysis is: Na<sub>2</sub>O = 18.44, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 20.6, SO<sub>3</sub> = 42.8, H<sub>2</sub>O = 18.2, Cl = 0.2, ins. = 0.2, total = 100.44. This gives the following formula: Na<sub>2.16</sub>Fe<sub>0.94</sub>[(SO<sub>4</sub>)<sub>1.94</sub>(OH)<sub>1.09</sub>] · 3.13 H<sub>2</sub>O

### Introducción

Durante el estudio mineralógico de una paragénesis de sulfatos de aluminio, magnesio e hierro, con sodio y potasio, proveniente de la mina de azufre Santa Bárbara, provincia de Jujuy (Fig. 1), fue identificada sideronatrita entre las especies relativamente abundantes. Como se trata del primer hallazgo de este mineral en la República Argentina, se ha considerado interesante publicar los resultados de su estudio, el cual comprende la descripción de yacencia, propiedades físicas y ópticas, cristalografía, composición química, espectro infrarrojo y origen.

Sideronatrita es un mineral de simetría rómbica cuya composición química es: Na<sub>2</sub>Fe<sup>+3</sup>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)·3H<sub>2</sub>O. Fue descubierta entre los sulfatos procedentes de la mina San Simón, provincia de Tarapacá, Chile, por Raimondi en 1878. Este autor se adelantó en dos años a la descripción que hiciera Frenzel del mismo mineral, al que llamó urusita, hallado en las islas Tcheleken, Rusia (Palache *et al.* 1951). Más recientemente Cesbron (1964), ha publicado los resultados de una revisión de la especie efectuada sobre muestras de distintas localidades.

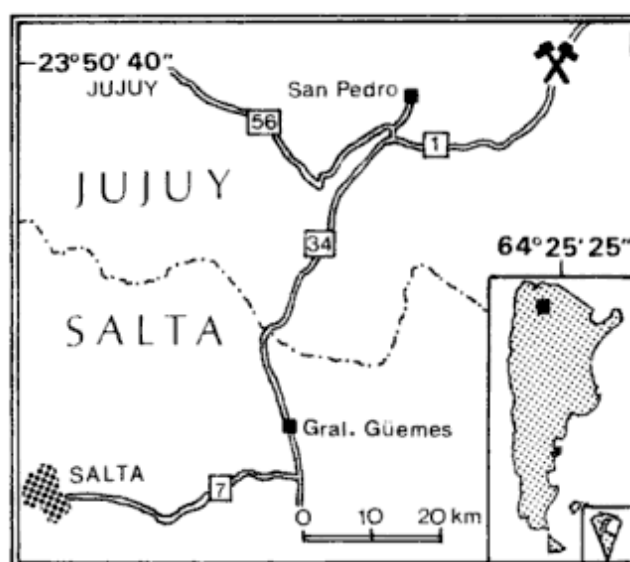


Figura 1: Croquis de ubicación y acceso de mina Santa Bárbara.

## Yacencia y paragénesis

La ubicación y el acceso a la mina de azufre Santa Bárbara están indicados gráficamente en el croquis de la Fig. 1. El mapeo, cálculo de reservas y descripción del yacimiento han sido realizados por Reverberi (1961), mientras que la geología del área termal que lo incluye fue abordada por Moreno Espelta *et al.* (1981). Según este último trabajo el depósito está contenido en areniscas calcáreas y calizas amarillentas de la Formación Yacoraite, fracturadas y brechadas por efectos de la falla que trunca el ala occidental del anticlinal de Santa Bárbara. La mineralización se desarrolla como un manto irregular y consiste principalmente de azufre y yeso sacaroides, acompañados en menor cantidad por una asociación de sulfatos entre los cuales se han identificado sideronatrita, voltaíta y metavoltina (Galliski *et al.* 1990), hexahidrita, alunógeno, ferrinatrita, krausita, halotriquita y goldichita.

Sideronatrita fue encontrada en las paredes del ramal sur de la segunda galería (B del plano de Reverberi 1961), en el sector donde hay una cavidad natural de unos 50 m<sup>3</sup> de volumen. Se presenta en capas de 1 a 2 mm de espesor, que recubren la superficie o las grietas de masas arcillosas húmedas. Estas capas están constituidas por fibras muy apretadas, se apoyan en niveles milimétricos de yeso y tienen una superficie formada por esferulitas de 1 mm de diámetro como máximo. Las capas están parcialmente cubiertas por agregados blancos de yeso o por halita en haces capilares, minerales de los cuales se distingue la sideronatrita con facilidad por su color amarillo a anaranjado pálido.

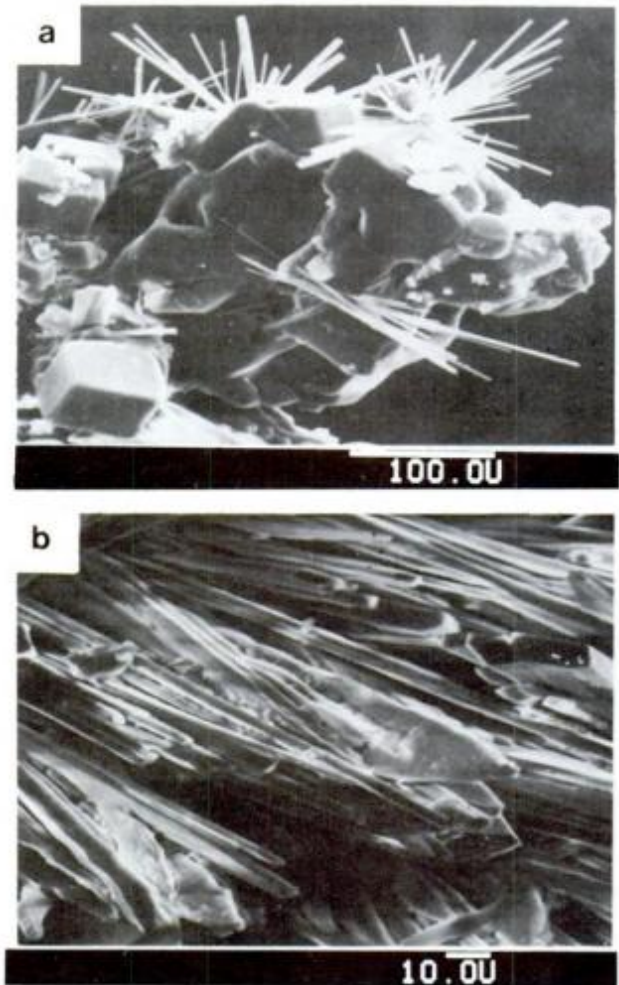
También se presenta en menor proporción como agujas casi incoloras de unos 0,2 mm de largo, que están agrupadas en centros con hábito estelar de 0,5 mm de diámetro o en haces fibrorradiados aplanados de igual dimensión. Por lo general entre los cristales aciculares se encuentran agregados paralelos de cristales cúbicos de halita (Fig. 2a).

## Descripción

### Cristalografía

Los cristales euhedrales de sideronatrita tienen una morfología sencilla. Su tamaño promedio es de 15 μm de ancho por 150-200 μm de largo y sólo permitió la identificación de las formas cristalográficas mediante fotomicrografías de microscopio electrónico de barrido y mediciones angulares obtenidas con microscopio petrográfico. De esta manera se ha reconocido la presencia predominante de {100} y {010} con una forma prismática {h0l} que cierra los cristales. Esta última tiene con {100} un ángulo cuya medida oscila entre 39° 50 y 43° 60 por lo cual posiblemente sea {101} (Fig. 3).

El hábito de los cristales individuales de sideronatrita difiere ligeramente si se trata de los provenientes de agregados fibrorradiados de color amarillo, o de los cristales aciculares

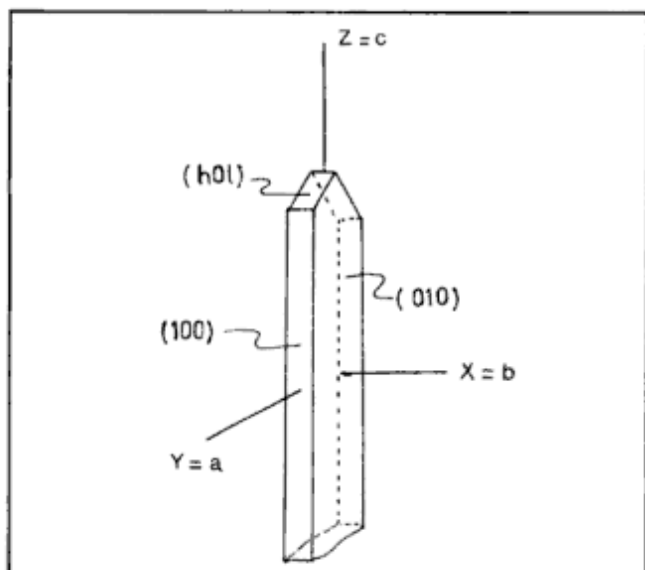


**Figura 2. a:** Cristales aciculares de sideronatrita dispuestos con hábito estelar sobre cubos de halita. **b:** vista parcial de una roseta de sideronatrita donde se observa al hábito lanceolado de los cristales individuales.

incolores o amarillos muy pálidos. Ambos tipos comparten la elongación según {001} y el aplanamiento paralelo a {010}. La diferencia estriba en que los cristales amarillos presentan mayor desarrollo de {010}, lo que unido a un paulatino curvamiento de {100} se traduce en un hábito lanceolado (Fig. 2b). En los cristales aciculares en cambio, las caras {100} permanecen rectas.

La orientación cristalográfica escogida se fundamentó en las direcciones ópticas, tomando como base la correlación entre ellas y los datos de cristal único obtenidos por Cesbron (1964), quien certificó la simetría rómbica bipiramidal y el grupo espacial Pbnm trabajando sobre sideronatrita de Sierra Gorda, Chile.

Dos diagramas de polvo de rayos X obtenidos utilizando radiación de  $\text{CuK}\alpha$  y alternativamente goniómetro y cámara de Debye Scherrer de 114,6 mm de diámetro, tienen buena coincidencia con el conocido para sideronatrita (JCPDS 17-156), si se exceptúa la ausencia de algunas líneas débiles en el



**Figura 3:** Formas cristalográficas y esquema de la orientación óptica de los cristales aciculares de sideronatrita de mina Santa Bárbara, provincia de Jujuy.

film (Tabla 1). El difractograma fue indexado por comparación con el diagrama de rayos X obtenido por Cesbron (1964) y luego utilizado para calcular las constantes reticulares mediante el programa escrito por Appleman y Evans (1973) en su versión modificada para microcomputadoras por Benoit (1987). Los parámetros de la celda calculados por este programa para la sideronatrita de Santa Bárbara son:  $a = 7,39$  (3) Å,  $b_0 = 20,59$  (11) Å,  $c_0 = 7,19$  (2) Å,  $V = 1095$  (6) Å<sup>3</sup>, y las relaciones axiales 0,359:1:0,349. Los correspondientes a sideronatrita de Sierra Gorda (Cesbron 1964) son:  $a_0 = 7,27$  (2);  $b_0 = 20,50$  (3);  $c_0 = 7,15$  (2),  $V = 1065,6$  Å<sup>3</sup> y  $a:b:c = 0,354:1:0,348$ .

#### Propiedades físicas y ópticas

Los cristales y los agregados estelares de la sideronatrita estudiada son de color variable entre anaranjado pálido y amarillo pálido. Tienen dureza aproximada a 2 y clivaje muy bueno {010}. Cesbron (1964) descubrió un segundo clivaje {100} bueno. El brillo es vítreo, la raya blanca, la fractura aproximadamente lisa y la tenacidad moderada. Los cristales son levemente flexibles. No presentan fluorescencia a la luz ultravioleta de onda corta o larga.

Al microscopio esta sideronatrita es transparente y de color amarillo pálido a incolora. Sus propiedades ópticas figuran en la Tabla 2 comparadas con las del mismo mineral de Sierra Gorda, Chile. En su obtención se utilizaron una platina de aguja y la luz de sodio. Las diferencias en la orientación óptica en relación a la dada por Larsen y Berman (1934) se debe a que se siguió la orientación propuesta por Cesbron (1964), el cual intercambiaba  $a$  por  $b$  basándose en datos de difracción de rayos X por cristal único.

**Tabla 1.** Diagramas de rayos X de sideronatrita

G99		G559		JCPDS 17-156		
Santa Bárbara		Santa Bárbara		Sierra Gorda		
Goniómetro Cukα		DS 114,6 Cukα		Cukα		
λ = 1,5405		λ = 1,5405		λ = 1,5418		
d (Å)	I/I <sub>1</sub>	d (Å)	I/I <sub>0</sub>	d (Å)	I	hkl
10,2	100	10,2	100	10,2	100	020
6,81	30	6,80	30	6,78	40	110
5,92	15	5,90	10	5,86	30	021
5,03	10	5,00	15	5,00	20	101
4,81	10					
4,75	10	4,73	15			
4,71	10					
4,26	10	4,28	5			
3,62	40	3,645	30	3,58	40	210-002
3,41	70	3,44	50	3,38	60	022
3,19	10	3,243	50	3,18	20	151-112
3,15	10	-	-	3,12	20	160
3,08	15	-	-	3,05	5	122
3,05	80	3,04	60	3,01	80	240
2,81	20	2,812	5	2,86	5	161
2,71	60	2,706	40	2,68	60	170
2,56	20			2,537	10	171-251
2,51	10	-	-	2,492	10	260
2,46	10	-	-	2,437	10	310
2,40	20	-	-	2,375	20	232
2,27	10	-	-	2,251	10	113
2,08	10	-	-	2,062	10	143
2,04	15	-	-	2,015	20	281
1,981	20	1,993	20	1,969	20	213-322
1,973	15	-	-	1,947	20	223
1,922	15	-	-	1,895	10	361
1,866	10	-	-	1,837	10	352
1,807	10	-	-	1,779	5	420
1,781	20	-	-	1,754	30	004-430
1,755	5	-	-	-	-	-
1,729	5	-	-	1,727	5	411-114
1,702	10	-	-	-	-	-
1,661	10	1,625	10	1,633	10	144-402
1,597	10	-	-	1,572	20	432-283
1,575	20	1,576	5	1,548	20	164
		1,509	5			
		1,407	5			
		1,260	5			



**Tabla 2.** Propiedades ópticas de sideronatrita

	1	2
$\alpha$	1.509 (2)	1.508 (3)
$\beta$	1.527 (2)	1.525 (3)
$\Gamma$	1.585 (2)	1.586 (3)
Birrefring.	0,076	0,078
Biáxico	+	+
$2V_{\text{calc}}$	$60^\circ$	$58^\circ$ (5)
Dispersión	$r > v$ fuerte	$r > v$ fuerte
X =	b; incoloro	a; casi incoloro
Y =	a; amarillo muy pálido	b; amarillo ámbar muy pálido
Z =	c; amarillo pálido	c; amarillo ámbar pálido

1) Santa Bárbara, M. Galliski, este trabajo.

2) Sierra Gorda, Larsen y Berman (1934).

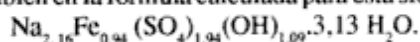
### Composición química

El análisis químico se realizó sobre material seleccionado bajo lupa binocular, separando el mineral de las principales impurezas representadas por yeso y ferrinatrita. El contenido de agua se determinó sobre porciones de alrededor de 100 mg, por eliminación a  $400^\circ\text{C}$ . La muestra deshidratada se disolvió en ácido clorhídrico diluido, en caliente, dejando un pequeño residuo insoluble constituido posiblemente por cuarzo. El contenido en azufre se determinó por gravimetría, como sulfato de bario, previa separación del hierro con amoníaco. Las aguas madres se usaron para determinar sodio por fotometría de llama.

Por otro lado se usaron porciones del orden de 10 mg de sideronatrita, disueltas en ácido clorhídrico diluido, para la determinación de hierro por espectrofotometría con o-fenantrolina. Además también se determinaron hierro, sodio y sulfato por espectroscopía de absorción atómica, este último por vía indirecta, valorando el exceso de bario después de precipitarlo.

El resultado del análisis se observa en la Tabla 3 comparado con el correspondiente a la sideronatrita de Sierra Gorda, Chile y la composición teórica. El análisis tiene un porcentaje relativamente alto en sodio, un ligero exceso de agua y un contenido en hierro ligeramente inferior al teóricamente esperado. En función de estas desviaciones y como la sideronatrita está asociada con halita, se analizó el contenido en cloruro precipitándolo con solución patrón de nitrato de plata y determinando el exceso de ion plata en solución por espectroscopía de absorción atómica.

El leve contenido hallado no cambia sustancialmente el análisis y persiste el ligero exceso de sodio que se manifiesta también en la fórmula calculada para esta sideronatrita que es:

**Tabla 3.** Análisis químico de sideronatrita

	1	2	3
$\text{Na}_2\text{O}$	18,44	17,00	16,99
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	20,6	22,40	21,87
$\text{SO}_3$	42,80	42,98	43,87
$\text{H}_2\text{O}$	18,2	17,75	17,27
Cl-	0,2	—	—
Insol.	0,2	—	—
Total	100,44	100,13	100,00

1) Mina Santa Bárbara. Anal. I. L. de Upton, este trabajo.

2) Sierra Gorda. Anal. J. Aubert en Cesbron 1964.

3)  $\text{Na}_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ , composición teórica.

### Espectro infrarrojo

El espectro infrarrojo de sideronatrita (Fig. 4) está en muy buena concordancia con el publicado por Omori y Kerr (1963) en cuanto al número y forma de las bandas de absorción. Sus frecuencias (Fig. 4) presentan cierta discrepancia atribuible al hecho que fueron leídas del espectro publicado; es de hacer notar que tampoco coinciden totalmente con los pocos valores numéricos mencionados por los autores en el texto.

La banda ancha con máximos a 3590, 3525 y 3400  $\text{cm}^{-1}$  corresponde a las frecuencias de estiramiento del OH, mientras que el pico a 515  $\text{cm}^{-1}$  es el correspondiente a la frecuencia de deformación del mismo. La banda de absorción a 1630  $\text{cm}^{-1}$  se debe a las vibraciones de deformación del agua de cristalización, libre de uniones tipo puente de hidrógeno.

Las tres bandas a 1260, 1200 y 1130  $\text{cm}^{-1}$  serían la consecuencia del desdoblamiento de la frecuencia del estiramiento asimétrico ( $\nu_3$ ) del ión  $\text{SO}_4^{2-}$  a causa de la baja simetría de sitio ( $C_s$ ), tal como lo especifica Ross (1974), en lugar de deberse a vibraciones de la especie  $\text{S}_2\text{O}_5^{2-}$  como lo sugieren Omori y Kerr (1963). El estiramiento simétrico ( $\nu_1$ ) del mismo ión se evidencia como una banda ligeramente desdoblada (994 y 978  $\text{cm}^{-1}$ ), como sucede en el espectro de alunógeno (Ross 1974). Las tres bandas a 670, 653 y 610  $\text{cm}^{-1}$  son las correspondientes a la deformación del mismo ión ( $\nu_4$ ), mientras que el hombro a 480  $\text{cm}^{-1}$  se debería a su modo vibracional  $\nu_2$ .

Esta interpretación del espectro IR está de acuerdo con el grupo espacial  $\text{Pbnm}$  ( $D2h^{16}$ ), donde el ión sulfato ocupa un sitio de simetría  $C_s$ . La ausencia de un segundo componente del modo vibracional  $\nu_2$ , que diferenciaría la simetría  $C_s$  de la  $C_{2v}$  también fue observada por Pannetier y Bregeault en 1965 (citados en Ross 1974) en varios compuestos y estudiada por Hezel y Ross (1966).

### Origen

Las yacencias conocidas de sideronatrita se encuentran

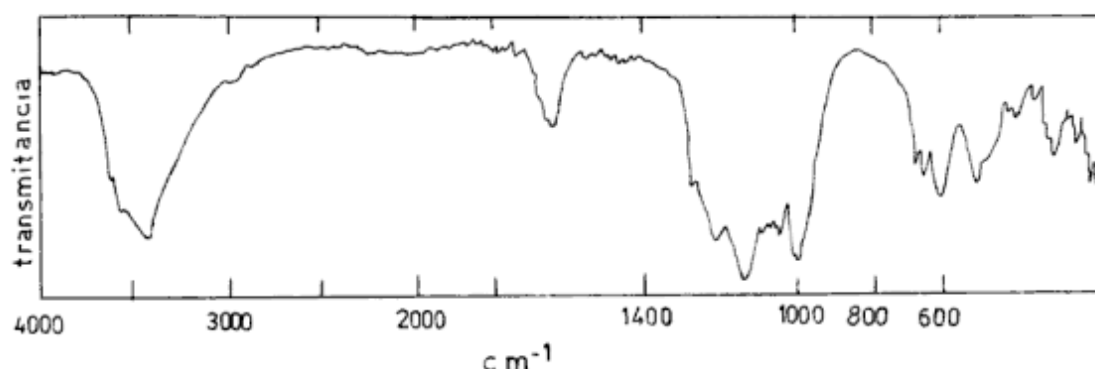


Figura 4: Espectro infrarrojo de sideronatrita de mina Santa Bárbara.

Tabla 4. Espectro infrarrojo de sideronatrita.

Santa Bárbara Números de onda cm <sup>-1</sup>	Chuquicamata Números de onda cm <sup>-1</sup>
3590	3690 *
3525	3460 3571
3400	
1630	1667 1667
1260	1266
1200	1205
1130	1136
1080	1111 1111
1070	1053
1060	1031
1028	1000
994	980
978	
670	* datos mencionados en el texto por Omori y Kerr (1963).
653	
610	
515	
480	

principalmente en zonas áridas donde el mineral se forma por alteración de sulfuros primarios. A esta categoría pertenecen las referencias citadas por Palache *et al.* (1951) para las minas San Simón y La Compañía en el norte de Chile.

En la misma Santa Bárbara el mineral estudiado se presenta en estrecha asociación con yeso y halita integrando una paragénesis donde también participan entre otras especies: voltaíta, metavoltina y ferrinatrita.

Los últimos minerales mencionados se caracterizan por tener una génesis doble: como productos de alteración de sulfuros en regiones áridas o, alternativamente, como sublimados en depósitos fumarólicos entre los cuales son conocidos los del monte Vesubio.

La presencia de fumarolas activas en la mina Santa Bárbara fundamentó que se adjudicara a su acción la formación de voltaíta y metavoltina (Galliski *et al.* 1990), en una génesis que ahora se extiende para incluir también a sideronatrita y los otros minerales de la paragénesis.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Ing. Bonini la realización del espectro infrarrojo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Appleman, D.E. y Evans, H.T., jr., 1973. Job 9214: Indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. United States Geological Survey, Computer Contribution 20, United States National Technical Information Service, Document PB2-16188.
- Benoit, P.H., 1987. Adaptation to microcomputer of the Appleman-Evans program for indexing and least-squares refinement of powder-diffraction data for unit-cell dimensions. *American Mineralogist*, 5(72): 1018-1019.
- Cesbron, F., 1964. Contribution a la Mineralogie des sulfates de fer hydratés. *Bulletin de la Société Française de Mineralogie et de Cristallographie*, 87: 125-143.
- Galliski, M.A., Lomniczi de Upton, I. y Marquez Zavalia, M.F., 1990. Voltaíta y metavoltina de Mina Santa Bárbara, Jujuy y Mina Capillitas, Catamarca. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21(1-4): 1-6.
- Hezel, A. y Ross, S.D., 1966. Forbidden transitions in the infra-red spectra of tetrahedral anions. III. Spectra-structure correlations in perchlorates, sulphates and phosphates of the formula MS.XO<sub>4</sub>. *Spectrochimica Acta*, 22: 1949-1961.
- Larsen, E.S. y Berman, H., 1934. The microscopic determination of the non opaque minerals. (Segunda Edición). United States Geological Survey Bulletin, 848.
- Moreno Espelta, C.H., Arias, J.E. y Chavez, A., 1981. Geología del área termal de Santa Bárbara, Provincia de Jujuy, República Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3: 713-732. San Luis.
- Omori, K. y Kerr, P.F., 1963. IR studies of saline sulphate mineral. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 709-734.
- Palache, C., Berman, C. y Frondel, C., 1951. The system of mineralogy of J.D. Dana and E.S. Dana. Vol. 2. John Wiley and Sons, Inc., Séptima edición, 1124 p., New York.
- Reverberí, O., 1961. Azufre Santa Bárbara, Paraje La Quinta, Distrito El Palmar, Departamento Santa Bárbara, Provincia de Jujuy. Informe Secretaría de Industria y Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 484, 31 p. (inédito).
- Ross, S.D., 1974. Sulphates and other oxy-anions of Group VI. En: Farmer, V. (Ed.): *The Infrared Spectra of Minerals*. Monographs of the Mineralogical Society, 4(18): 423-444.

Recibido: 3 de junio 1991.

Aceptado: 20 de febrero 1992.

## Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Isla Marambio (Seymour), Península Antártica

C. E. MACELLARI

N.A.M., XGS/1, P.O. Box 28.000, 9.400 H H Assen, Holanda.

**ABSTRACT.-** *Sedimentary petrology of Upper Cretaceous - Lower Tertiary from Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula.* - The petrographic study of Upper Cretaceous/Paleocene sandstones from Seymour Island (Isla Marambio) confirms that these rocks were derived from magmatic arc located to the west of the study area, in the Antarctic Peninsula. The rocks from the López de Bertodano Formation (Upper Campanian/Paleocene) are classified as subarkoses, sublithic arenites and lithic arenites. The lower part of the overlying Sobral Formation (Paleocene) includes lithic sandstones and lithic graywackes, whereas its upper part is composed of lithic to sublithic sandstones. A marked volcanic pulse is registered in upper Maastrichtian beds by the appearance of clean quartz and euhedral hornblende and an increment in the ratio of plagioclase/K feldspar. The volcanic signal is intensified in the proximity of the K/T boundary with the appearance of abundant glass shards and pumice. This increase in volcanic activity correlates with an exceptionally high convergence rate between the Pacific and Phoenix plates between 66 and 50 Ma. Finally, during the late Eocene/early Oligocene, the sediments of the La Meseta Formation were derived from a dissected magmatic arc lacking evidence of contemporaneous volcanic activity. This is interpreted as the result of progressive cessation of subduction of the Pacific Plate beneath the Antarctic Peninsula.

### Introducción

La Isla Marambio (o Seymour en la literatura inglesa) se encuentra ubicada en la porción nororiental de la Península Antártica dentro de la cuenca James Ross (Fig. 1). En dicha isla afloran 2150 m de rocas sedimentarias pobremente consolidadas y dispuestas homoclinamente (Fig. 2). Estas rocas comprenden un intervalo estratigráfico que se extiende desde el Campaniano más alto al Eoceno-Oligoceno (Elliot y Trautman 1982; Rinaldi *et al.* 1978; Macellari 1984, 1988; Zinsmeister 1982, entre otros) y fueron derivadas de un arco magmático ubicado inmediatamente al oeste del área de estudio. El presente trabajo describe la composición petrográfica de dicha secuencia y estos datos se utilizan para evaluar la evolución del arco magmático durante el intervalo Cretácico superior a Terciario inferior.

El material de estudio fue coleccionado durante dos campañas patrocinadas por la National Science Foundation (EE. UU.) durante los años 1982 y 1983-84.

### Geología regional

La Península Antártica es una franja angosta de tierra de aproximadamente 1500 km de longitud, bordeada en ambos flancos por una serie de islas. Geológicamente ha sido considerada como la continuación de la cadena andina (Anderson

1906; Dalziel y Elliot 1972, 1973, entre otros). El núcleo de la Península está compuesto por pizarras y cuarcitas del Grupo Trinity Peninsula, de edad Carbonífera a Triásica (Hyden y Tanner 1981) que fueron originalmente depositados en un complejo acrecional (Storey y Garret 1985). Estas rocas fueron subsecuentemente intruídas por plutones Mesozoicos y Terciarios de afinidades andinas.

La Península Antártica fue un arco volcánico activo durante el Mesozoico, con desarrollo de cuencas de ante-arco en el flanco Pacífico y cuencas de tras-arco en el sector del Mar de Weddel (Suárez 1976; Suárez y Pettigrew 1976; Thomson 1982; Elliot 1983, entre otros). Asociado a este arco volcánico se depositaron las rocas volcánicas silíceas del Grupo Volcánico Península Antártica (GVPA), de amplia distribución areal y con edades variando de Jurásico Inferior a Terciario Inferior (Thomson *et al.* 1983). Como resultado de la erosión de este substrato, se depositó una potente secuencia de sedimentos volcánoclasticos en ambos flancos de la Península durante el transcurso de un ciclo sedimentario de edad Cretácica Superior a Cenozoica inferior. El presente estudio se concentra en estas últimas rocas.

### Estratigrafía

La estratigrafía de la Isla Marambio o Seymour ha sido previamente descrita en varios trabajos (Andersson 1906, Bibby 1966, Rinaldi *et al.* 1978, Elliot y Trautman 1982,



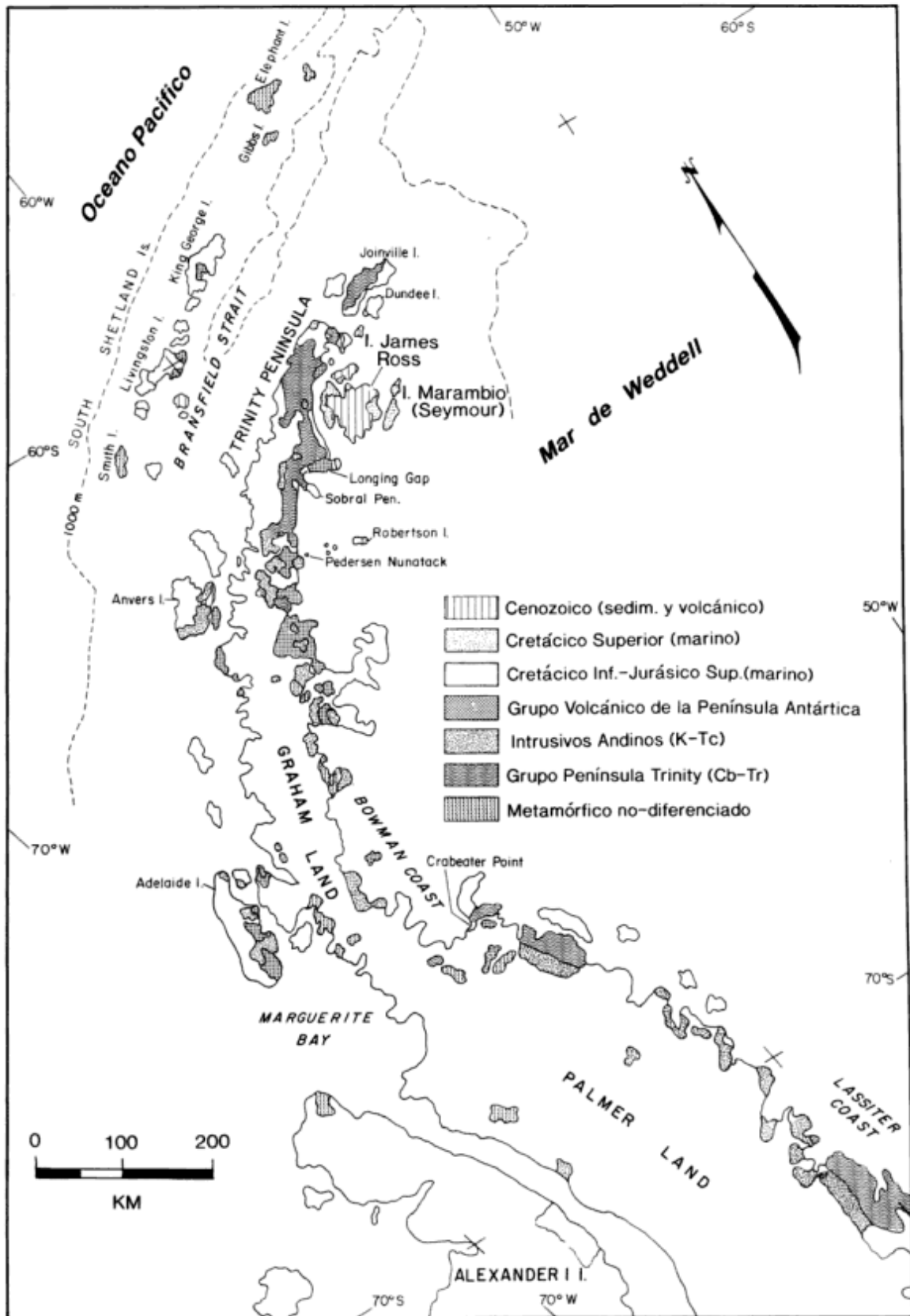


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la Península Antártica y ubicación del area de estudio (modificado de Dalziel y Elliot, 1983).

Zinsmeister 1982, Huber 1984, Macellari 1984, 1988, Palamarczuck *et al.* 1984 y Sadler 1988, entre otros). La secuencia incluye de más antiguo a más joven las siguientes unidades (Figs. 2 y 3):

**Formación López de Bertodano** (Campaniano Superior a Paleoceno Inferior). Esta formación está integrada por 1190 m de sedimentos predominantemente friables de coloración gris a castaña, compuestos por limolitas arcillo-arenosas con intercalaciones de niveles más cementados de areniscas finas calcáreas. Estas rocas han sido subdivididas en 10 unidades informales (Macellari 1984, 1988). Las seis unidades inferiores («Unidades de Rotularia») contienen una fauna empobrecida y fueron depositadas en un ambiente marino somero, próximo a un delta o a un estuario. Las unidades 7 a 10 («Unidades de Moluscos») contienen una abundante macrofauna y han sido interpretadas como depositadas en un ambiente progresivamente más profundo, representando ambientes de plataforma media (unidades 7 y 8) y plataforma externa (unidad 9) (Macellari 1988). Las facies regresivas comienzan aproximadamente 30 m debajo del límite Cretácico/Terciario (contacto entre las unidades 9 y 10). Finalmente, la unidad 10 fue depositada en un ambiente de plataforma media a proximal.

**Formación Sobral** (Paleoceno). Esta formación se dispone mediante discordancia erosiva sobre la Formación López de Bertodano. Incluye hasta 255 m de sedimentos, compuestos en la base de limolitas castañas bien laminadas, seguidas por areniscas de grano medio que pasan hacia arriba a areniscas glauconíticas entrecruzadas. La Formación Sobral no es muy

fosilífera, pero contiene macrofauna marina de ambiente somero (Rinaldi *et al.* 1978; Macellari 1984, 1988). Sadler (1988) distinguió cinco unidades para esta formación, aunque solamente las cuatro unidades inferiores están bien expuestas en la Isla Marambio. Las unidades 1 y 2 representan facies de prodelta, seguidas por areniscas más limpias de barra costera (unidad 3). La parte superior de la Formación Sobral en la Isla Marambio (unidad 4) contiene las facies de planicie deltaica, formada en gran medida por la acreción lateral de canales distributarios.

**Formación Cross Valley** (Paleoceno). Esta unidad incluye hasta 105 m de areniscas gruesas entrecruzadas varicolores, con abundante glauconita, limonita y restos de troncos (Elliot y Trautman 1982; Sadler 1988). Esta formación ha sido interpretada por Sadler (1988) como el relleno de un extenso canal de edad paleocena inferior (Askin 1988).

**Formación La Meseta** (Eoceno superior-Oligoceno inferior). Esta formación está integrada por una serie de unidades complejas de morfología lensoide, dispuestas en forma discordante sobre las formaciones preexistentes (Elliot y Trautman 1982; Zinsmeister 1982; Zinsmeister y DeVries 1982; Sadler 1988). Esta unidad incluye hasta 750 m de limos arenosos, arenas limo-arcillosas con niveles esporádicos de areniscas calcáreas mejor cementadas e intercalaciones de coquinas. La Formación La Meseta se depositó en un ambiente marino somero con influencia de mareas y en parte deltaico (Elliot y Trautman 1982; Zinsmeister 1982; Wiedman y Feldman 1988).

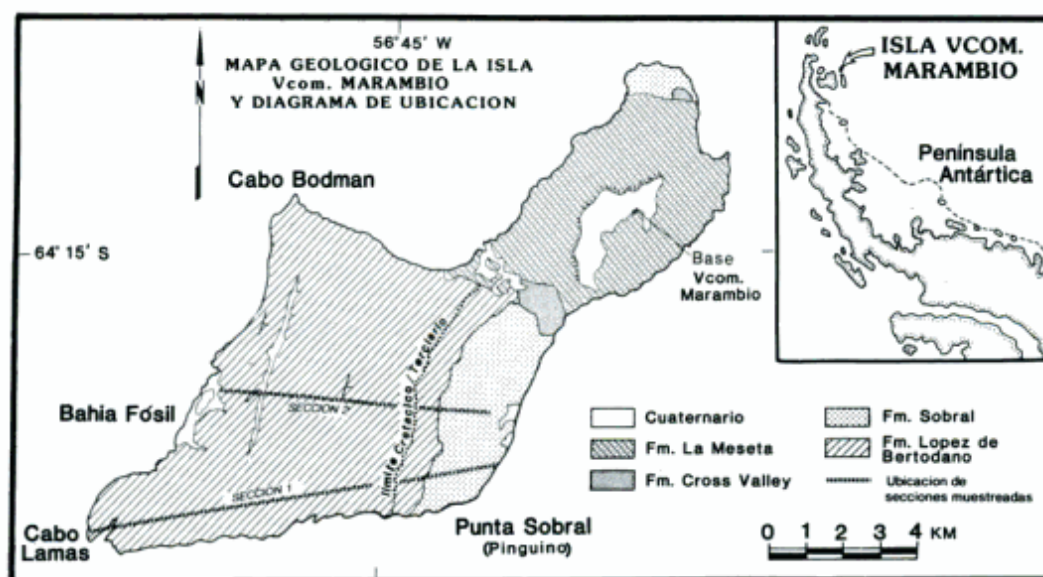


Figura 2. Mapa geológico de la Isla Marambio (Seymour) y ubicación de las secciones estudiadas (simplificado de Macellari, 1984).

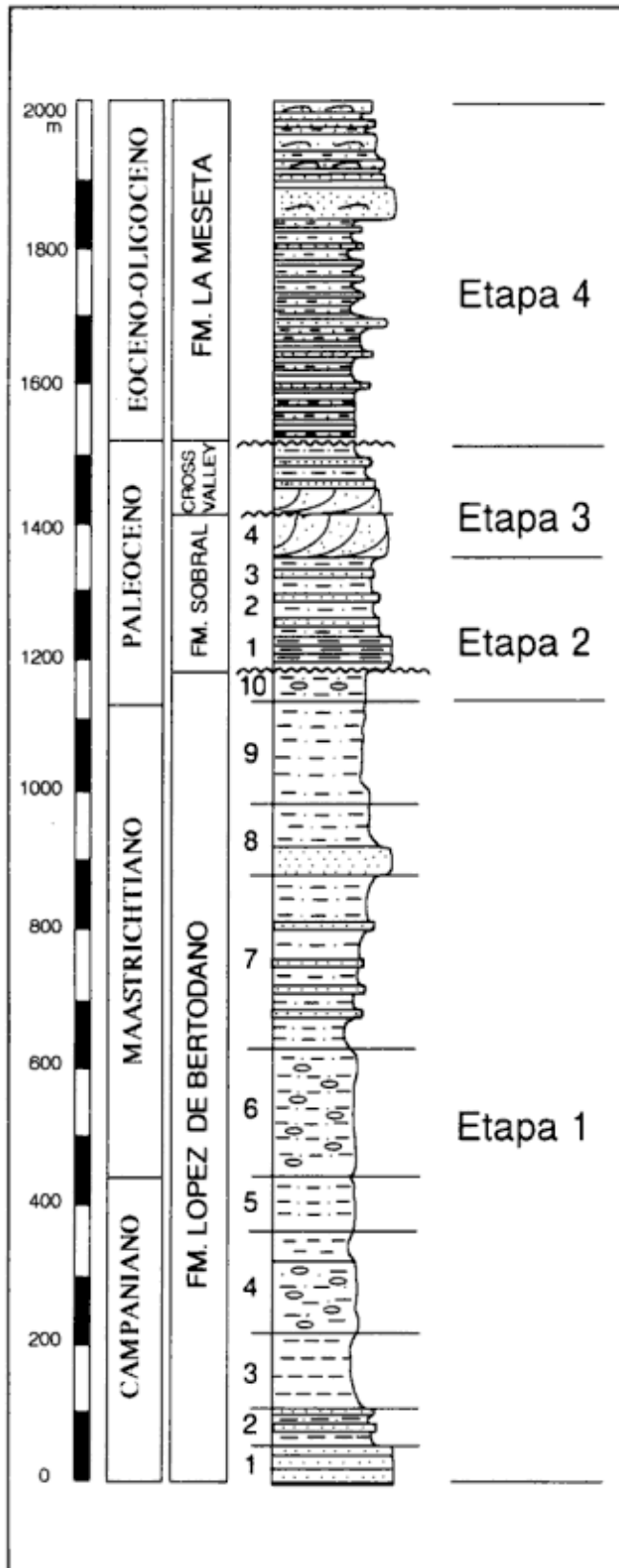


Figura 3. Columna estratigráfica de la Isla Marambio (Seymour); modificada de Macellari (1988) y Sadler (1988), mostrando las etapas de evolución reconocidas en este estudio.

### Petrografía sedimentaria

Aproximadamente 100 cortes delgados de rocas provenientes de las formaciones López de Bertodano y Sobral fueron examinados durante este trabajo. Estas muestras fueron coleccionadas en horizontes cementados y en concreciones diseminadas dentro de la secuencia predominantemente friable. Treinta y ocho muestras ubicadas a lo largo de dos perfiles estratigráficos fueron seleccionadas para análisis modal, y en ellas se identificaron 400 a 600 granos en cada una, a los fines de establecer las variaciones verticales en la composición de las areniscas. Varios cortes delgados de granos sueltos de la porción friable de la secuencia, obtenidos mediante impregnación en resinas sintéticas, también fueron analizados, siendo sus componentes idénticos a aquéllos de las porciones cementadas de dichas formaciones. Para el análisis modal se excluyó la matriz al igual que la glauconita, en aquellos casos en que dicho mineral constituía más del 10 % de los granos. Los granos fueron identificados de acuerdo al método en donde los cristales monominerales y otros granos que se encuentran dentro de fragmentos de rocas mayores son clasificados como el fragmento de roca que los incluye. El tamaño de los granos al igual que el grado de selección fueron estimados visualmente, el último parámetro en base a comparación con la tabla de Folk (1974) (Tablas 1, 2 y 3).

Los granos presentes son generalmente angulares a subangulares, y las rocas poseen un contenido de matriz que varía de 0 al 59 %. La mayoría de las muestras analizadas se encuentran profusamente bioturbadas.

Las rocas de la Formación López de Bertodano se clasifican como subarcosas, arenitas sublíticas y como arenitas líticas (Fig. 4). Sin embargo, cuando se incluye la abundante matriz presente, la mayoría se clasifica como grauvascas líticas (según las clasificaciones de Dott 1964, y de Pettijohn *et al.* 1973). La parte inferior de la Formación Sobral contiene arenitas líticas y grauvascas líticas, mientras que la porción superior incluye arenitas líticas a sublíticas casi sin matriz.

A pesar que la mayoría de las muestras están bien seleccionadas, éstas se clasifican como inmaduras debido al alto contenido de matriz (clasificación de Folk 1974). Una excepción son las muestras del miembro superior de la Formación Sobral las que varían de submaduras a maduras.

El tamaño del grano incrementa progresivamente de la Formación López de Bertodano (arenisca muy fina a fina) a la Formación Sobral (arenisca fina a media, que cambia a gruesa en la parte superior) (Figs. 5, 6). Esta variación del tamaño del grano influye en los cambios petrográficos observados en la secuencia. Estudios en otras regiones han demostrado que este factor es particularmente importante para los fragmentos de rocas y minerales pesados (Van Andel 1955) y posiblemente tal vez en una menor medida para los feldespatos (Odom *et al.* 1976).

Las rocas analizadas están cementadas por calcita o micrita, con excepción de las muestras inferiores de la Forma-



**Tabla 1.** Análisis modal de areniscas de la Formación López de Bertodano (unidades 1-9).

Muestra	Tamaño	Redond	Selecc	Matriz	Recto	CUARZO		FELDESPATOS			No ident	Pluton.	Sedim.	FRAGMENTOS LITICOS			PESADOS										
						Ondul.	Policris.	Total	Feld-K	Pligiboc.				Total	Metam.	Pumic.	Trizas	Volcan.	Total	Mica	Hvmb.	Total	Opacos	Glaucón			
1	F	A-SA	W	38,0	-	60,0	6,5	1,8	10,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,4		
3	MF	-	VW	14,8	26,0	4,0	69,2	7,9	1,8	9,7	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	3,5	
5	F	SA-A	V	45,2	18,8	57,9	4,0	80,7	5,9	3,0	8,9	7,9	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
7	F	SA-SR	VW	34,2	21,6	39,8	7,8	69,2	9,5	2,2	11,7	8,2	1,7	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	6,0
10	F	A-SA	W	39,8	11,8	52,9	2,4	67,1	9,3	3,9	13,2	6,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	1,5
17	MF	SA-SR	VW	30,7	25,9	46,6	0,0	72,5	11,0	5,5	16,5	3,4	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0
23	MF	A-SA	W	38,0	1,8	62,3	4,2	68,3	12,6	1,2	13,8	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8	1,2
30	MF	A-SA	W	41,4	4,7	55,5	3,4	63,6	12,7	3,0	15,7	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,8
36a	MF	SA	VW	53,7	35,2	14,1	0,0	49,3	8,5	5,0	13,5	6,5	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	2,0
42	MF	A-SA	VW	59,0	18,9	39,4	0,8	59,1	10,6	0,8	11,4	6,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,3	6,1
47	MF	SA-SR	VW	48,4	20,7	36,9	3,4	61,0	8,9	3,4	12,3	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	3,4
50	MF	A-SA	VW	40,4	23,8	42,9	0,7	67,4	11,7	4,0	15,7	1,5	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	3,7
56b	MF	A-SA	VW	52,9	12,6	38,5	4,0	55,1	5,2	0,6	5,8	5,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	3,5
60	F-MF	A-SA	VW	56,5	18,8	42,0	3,6	64,4	4,4	2,2	6,6	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,5	1,6
63	F	SA-SR	M	34,5	17,2	41,4	3,1	61,7	7,0	3,1	10,1	2,3	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,5	1,6
64	F	SA-SR	VW	42,5	52,0	12,8	0,0	64,8	6,6	3,6	10,2	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	2,5
86	MF	A	W	49,9	33,1	32,4	0,7	66,2	6,1	2,4	8,5	5,7	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	3,4
97	MF	VA-A	W	48,8	28,2	30,2	0,3	58,7	5,3	3,0	8,3	5,3	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	1,0
106	MF	SA	VW	33,9	22,8	33,8	0,7	57,3	7,6	5,2	12,8	3,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	3,5
114	MF	SA-SR	M	36,3	26,1	22,3	1,5	49,9	6,5	6,7	13,2	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	1,8
116	MF	A-SA	VW	38,7	42,2	23,5	1,1	66,8	3,4	2,6	6,0	2,6	0,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,0	6,7
				X:		23,1	38,2	2,3	63,4	8,1	3,1	11,2	0,6	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	2,0

TAMANO  
G: Grueso  
M: Mediano  
F: Fino  
MF: Muy fino

SELECCION  
R: Redondeado  
SR: Subredondeado  
SA: subanguloso  
A: Anguloso

W: Muy bien seleccionado  
W: bien seleccionado  
M: moderadamente bien seleccionado  
P: Pobremente seleccionado

\* Muestras que fueron recalculadas sin glauconita.  
# Presente en abundancia traza.

**Tabla 2.** Análisis modal de areniscas de la Formación López de Bertodano (unidad 10).

Muestra	Tamaño	Redond	Selecc	Matriz	Recto	CUARZO		FELDESPATOS			No ident	Pluton.	Sedim.	FRAGMENTOS LITICOS			PESADOS										
						Ondul.	Policris.	Total	Feld-K	Pligiboc.				Total	Metam.	Pumic.	Trizas	Volcan.	Total	Mica	Hvmb.	Total	Opacos	Glaucón			
69	F	A	M	40,8	37,0	15,0	0,7	52,7	3,7	5,1	8,8	2,9	0,4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	
70	F	SA	M	34,0	30,3	6,7	0,5	37,5	3,1	5,6	8,7	5,1	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	29,4*
117	MF	A-SR	M	48,6	26,4	5,9	1,4	33,7	3,5	6,0	9,5	1,4	2,8	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	10,6
118	F	SA-SR	M	27,2	31,8	12,8	0,3	44,9	3,1	5,5	6,6	3,4	0,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	26,4*
119	F	A-SA	W	38,7	38,4	19,2	0,8	58,4	4,5	5,3	9,8	3,8	0,8	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	3,0	12,5*
				X:		32,8	11,9	0,7	45,4	3,6	5,5	9,1	3,3	0,9	1,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	4,5	5,5

TAMANO  
G: Grueso  
M: Mediano  
F: Fino  
MF: Muy fino

SELECCION  
R: Redondeado  
SR: Subredondeado  
SA: subanguloso  
A: Anguloso

W: Muy bien seleccionado  
W: bien seleccionado  
M: moderadamente bien seleccionado  
P: Pobremente seleccionado

\* Muestras que fueron recalculadas sin glauconita.  
# Presente en abundancia traza.

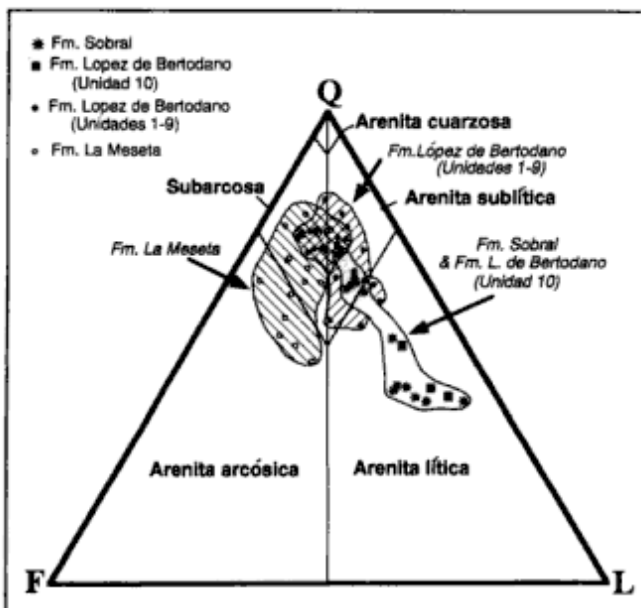


Figura 4. Diagrama triangular QFL mostrando distribución de las muestras analizadas. Datos de la Formación La Meseta según Pezzetti (1987). Clasificación según Dott (1964) y Pettijohn *et al.* (1973).

ción López de Bertodano, que están cementadas por dolomita. Las plagioclasas, el feldespato, y en menor medida el cuarzo se encuentran extensamente remplazados por el cemento calcáreo, a tal punto que en muchos casos los granos sólo se preservan como fantasmas. Por este motivo se tuvo especial cuidado en la identificación de estos granos parcialmente reemplazados, aunque existe la posibilidad de que los valores de feldespato sean superiores a los presentados aquí.

#### Componentes principales (Figs. 5 y 6; Tablas 1,2,3)

**Cuarzo.** El cuarzo varía entre un 80,3 a un 32,8% de la roca. Tres tipos de cuarzo se reconocen: cuarzo de extinción recta, ondulosa, y policristalino. En las dos secciones analizadas, el tipo de cuarzo varía de predominantemente onduloso en la parte inferior de la secuencia a predominantemente recto con engolfamientos en la parte superior. Este cambio es súbito y ocurre en el mismo intervalo estratigráfico en ambas secciones.

**Feldespatos.** La abundancia total de feldespatos se mantiene constante en toda la secuencia, con valores de alrededor del 11%.

a) Feldespato potásico: La abundancia del feldespato potásico varía de 1 a 12,7%, siendo éste más abundante en la porción inferior de la Formación López de Bertodano. La especie dominante identificada es ortoclasa, seguida en proporción mucho menor por microclino y sanidina. Granos con texturas peritéticas se observan en las porciones media y alta de la Formación Sobral.

b) Plagioclasa: La mayoría de estos granos poseen una apariencia prístina, aunque frecuentemente están reemplaza-

dos por calcita. Se observan maclas de albita (dominante), al igual que maclas de Carlsbad y Periclino. La zonación oscilatoria es común en la porción superior de la secuencia. La composición de las plagioclasas varía de oligoclasa a andesina ( $An_{28}-An_{48}$ ), poseyendo la mayoría de los granos una composición dentro del campo de la andesina. Plagioclasas euhedrales de apariencia muy fresca y generalmente más grandes que el resto de los granos (que están más redondeados), forman una inversión textural, particularmente en la porción más alta de la Formación López de Bertodano.

**Fragmentos líticos.** Los fragmentos de rocas varían entre 9 y 48% en abundancia. Dos máximos de abundancia se reconocen, pero ambos con diferente composición. El primer máximo (porción superior de la Formación López de Bertodano y porción inferior de la Formación Sobral) se caracteriza por la abundancia de pumicita y trizas vítreas. El segundo máximo, observado en la parte superior de la Formación Sobral, contiene abundantes fragmentos volcánicos, principalmente de composición andesítica. Los siguientes fragmentos líticos han sido reconocidos:

a) Volcánicos: Estos son los fragmentos más abundantes, formando hasta un 29% de la roca en muestras de la porción superior de la Formación Sobral. Estos fragmentos son predominantemente de andesita básica y en menor proporción de vulcanitas silíceas.

b) Pumicita y trizas vítreas: Estos fragmentos son excepcionalmente abundantes en la porción superior de la secuencia, que también contiene niveles tobáceos. En algunos intervalos los fragmentos vítreos posiblemente hayan tenido una mayor importancia, pero los mismos se encuentran profundamente alterados por carbonatos. La presencia de trizas muy angulares y tricuspadas al igual que de delicadas burbujas, indican que el material ha sufrido muy poco transporte y estos granos posiblemente fueron depositados subaereamente.

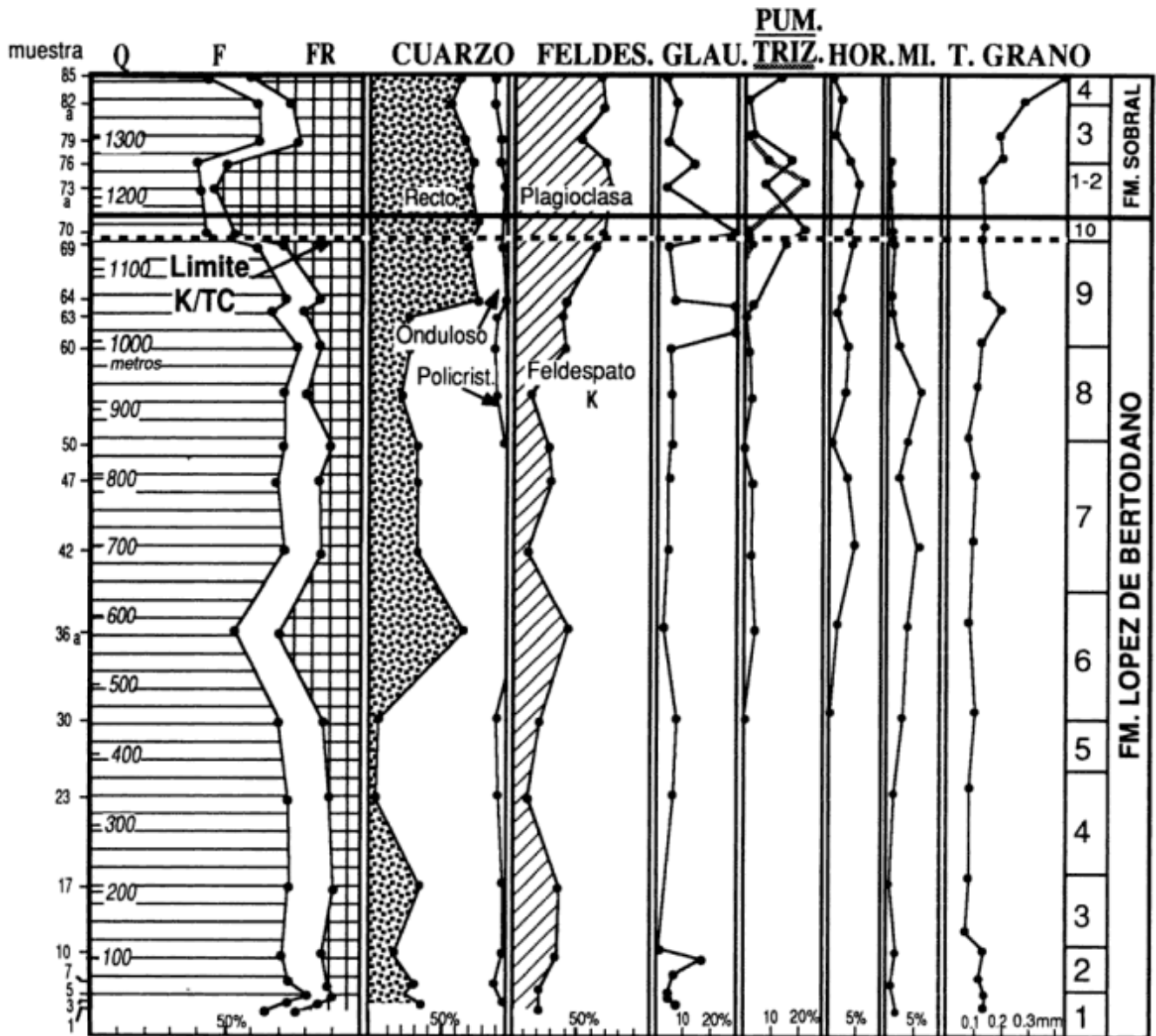
c) Fragmentos plutónicos y metamórficos: éstos se encuentran en muy baja proporción. Sin embargo esto posiblemente se deba al pequeño tamaño de grano de las muestras analizadas.

e) Fragmentos sedimentarios: Excepto por los intraclastos (que no fueron considerados), estos fragmentos son sumamente raros. La parte inferior de la Formación López de Bertodano contiene hasta un 1,6% de «chert». Sin embargo dicho componente puede representar la pasta afanítica de fragmentos volcánicos silíceos (*cf.* Dickinson 1970; Trautman 1976). Trazas de arenisca cuarcítica se encuentran en la porción superior de la secuencia.

#### Minerales accesorios (Figs. 5 y 6)

**Mica.** Clorita, muscovita y biotita son comunes y forman hasta un 5,6% de las muestras analizadas. La biotita es la mica más abundante y se encuentra representada por cristales euhedrales en la porción superior de la Formación López de

# SECCION 1



**Figura 5.** Variación petrográfica vertical observada en la Sección 1. Q: Cuarzo total; F: Feldespatos; FR: Fragmentos de rocas; Glau.: Glaucónita; Pum: Pumicita; Triz: Trizas volcánicas; Hor.: Hornblenda; Mi.: Micas; T. Grano: tamaño de grano.

Bertodano, posiblemente indicando volcanismo contemporáneo a la sedimentación.

*Otros minerales.* La hornblenda es el mineral accesorio más abundante. La misma es abundante en la unidad 10 de la Formación López de Bertodano y en la unidad 1 de la Formación Sobral. Estos granos son muy angulares y en muchos casos son perfectamente euhedrales, denotando muy poco transporte. Granos subredondeados de epidoto se encuentran en los 700 m inferiores de la Formación López de Bertodano. El granate se distribuye en toda la secuencia, pero es mucho más abundante en las capas más altas de la Formación Sobral,

en donde forma hasta un 3% de la roca. Zirrones euhedrales, rutilo marrón-rojizo y trazas de apatita y turmalina se encuentran en la Formación López de Bertodano, particularmente en su porción inferior, mientras que fragmentos frescos y angulares de clinopiroxeno (posiblemente augita) se encuentran en la parte superior de la Formación López de Bertodano y en la Formación Sobral.

Adicionalmente, trozos de madera carbonizada y fibras vegetales son comunes en la Formación López de Bertodano, pero son infrecuentes en la Formación Sobral.

*Glaucónita.* Los pellets de glaucónita alcanzan una pro-

## SECCION 2

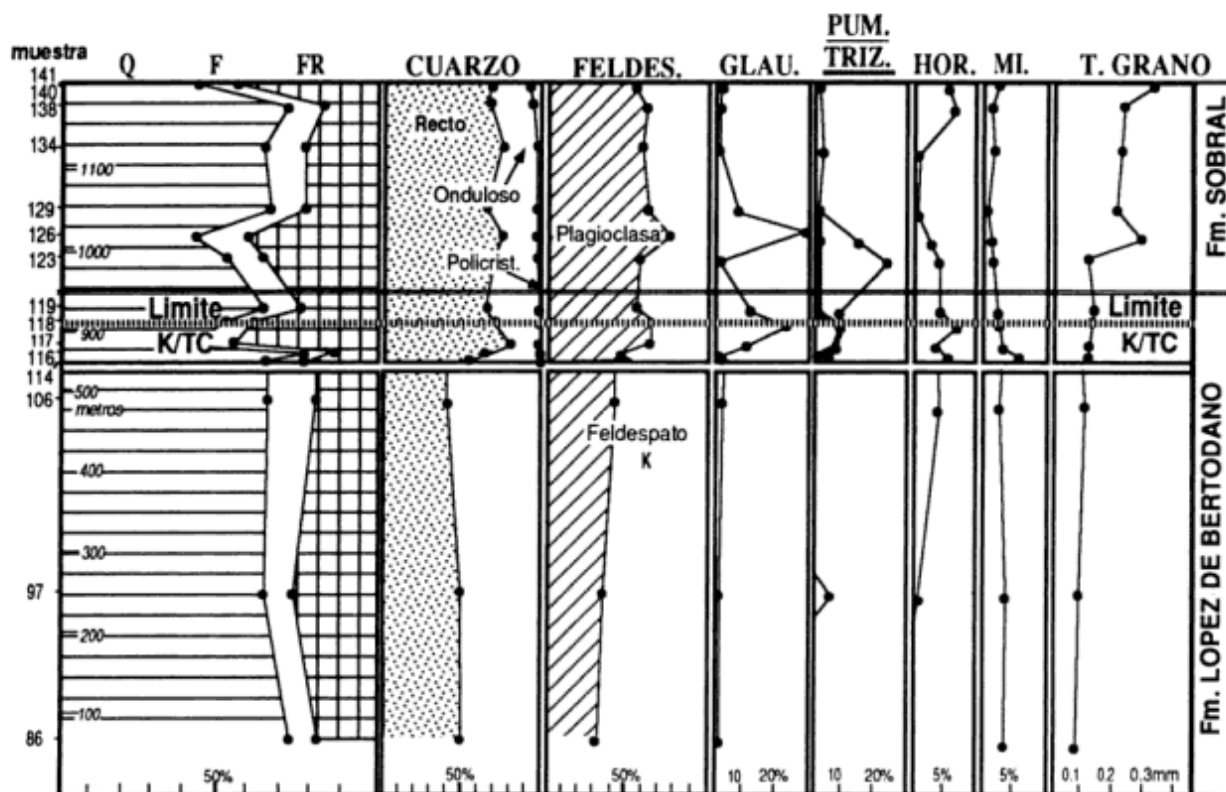


Figura 6. Variación petrográfica observada en la Sección 2. Abreviaturas como en la Figura 5.

porción de hasta un 58% en algunas de las muestras analizadas en corte delgado y más del 70% en algunos de los sedimentos friables analizados. Dicho mineral muestra un marcado incremento en las unidades 9 y 10 de la Formación López de Bertodano, continuando en forma abundante en la Formación Sobral. Los pellets de glauconita poseen un tamaño considerablemente mayor que el de los otros componentes, indicando que éstos se desarrollaron «*in situ*». Sin embargo éstos se encuentran retrabajados en los niveles entrecruzados de la parte superior de la Formación Sobral.

La presencia de máficos mostrando texturas relictuales dentro de muchas de las glauconitas sugiere que al menos algunas de éstas se formaron por reemplazo de rocas volcánicas afáníticas preexistentes (Jeans *et al.* 1982; Pirrie 1989). La presencia de glauconita junto a la de trizas vítreas y pumicita puede estar relacionada con la mayor disponibilidad de  $K_2O$  en el sistema, a la disponibilidad de un sustrato adecuado (i.e. la presencia de fragmentos volcánicos) o a ambos. Adicionalmente, un control paleo-oceanográfico (i.e. alto nivel del mar, o secciones condensadas) también puede haber contribuido a la formación y concentración de glauconita (Macellari 1988).

La nanoestructura de las glauconitas, observadas en SEM, muestra la presencia de estructuras de roseta, típica de glauconitas evolucionadas (*cf.* Odin y Matter 1981). Sin em-

bargo su contenido de  $K_2O$  no es muy alto (4,68 a 5,67%) (Macellari 1984).

#### Variaciones petrológicas y fuente de aporte

Al graficar las muestras analizadas en un diagrama triangular QFL se observa que éstas están agrupadas estratigráficamente (Fig. 4). Las muestras de la Formación López de Bertodano son relativamente pobres y las muestras de la Formación Sobral son relativamente ricas en fragmentos líticos. Las muestras de la Formación La Meseta, analizadas por Trautman (1976) y Pezzetti (1987), se ubican cerca de aquéllas de la Formación López de Bertodano, pero incluyen una mayor cantidad de feldespatos.

Ambas secciones analizadas presentan tendencias similares en el contenido de Q-F-FR, tipos de cuarzo, feldespato y abundancias de glauconita, pumicita, máficos y hornblenda, indicando que ambas zonas tuvieron la misma fuente de aporte de sedimentos (Figs. 5 y 6).

El aumento brusco de cuarzo de extinción recta y de la relación plagioclasa/feldespato potásico en la parte superior de la Formación López de Bertodano en niveles cercanos al límite Cretácico/Terciario, se consideran indicativos de un incremento de actividad volcánica en el arco magmático ubicado al oeste de la zona de estudio.



Tabla 3. Análisis modal de areniscas de la Formación Sobral.

Muestra	Tamaño	Redond.	Selecc.	Matriz	CUARZO		FELDSPATOS		FRAGMENTOS LITICOS				PESADOS		Opacos	Glaucon							
					Recto	Ondul.	Policris.	Total	Feld-K	Plagioc.	Total	No ident.	Pluton.	Sedim.			Metam.	Pumic.	Trizas	Volcan.	Total	Hornbl.	Total
73	F	SA	WV	9,3	24,5	9,8	0,4	34,7	1,1	2,6	3,7	3,8	0,4	0,0	6,8	22,6	14,7	48,3	0,4	6,0	7,9	2,3	2,6
76	F	SA	M	16,6	27,0	7,5	0,9	35,4	3,5	7,2	10,7	4,1	1,6	0,0	17,9	8,5	13,8	45,9	0,3	3,8	6,3	1,6	14,3*
123	MF	A	W	42,1	33,3	12,9	0,8	47,0	4,2	5,9	10,1	1,4	0,3	0,3	23,3	*	7,0	32,3	0,8	3,9	5,3	2,6	1,7
126	M-F	A	P	29,7	29,9	6,0	1,3	39,2	3,3	11,3	14,6	3,0	0,0	1,0	13,3	1,0	20,3	38,9	1,0	2,3	4,7	1,7	38,6*
79	F	SA-SR	W	0,0	38,7	16,2	1,4	56,2	6,7	6,4	13,1	2,0	1,4	2,0	2,7	0,0	12,5	20,5	0,7	*	2,4	2,4	4,7
82b	F	SA-R	VW	0,0	28,3	18,0	3,4	49,8	3,4	6,4	9,9	0,0	0,9	2,6	0,0	0,4	0,0	17,6	21,5	0,0	*	3,9	7,3
129	F	SA-SR	VW	0,0	36,8	19,1	2,0	57,8	3,9	6,4	10,3	2,0	0,7	0,5	0,0	0,0	0,0	16,9	20,1	0,0	0,0	1,0	3,2
134	F	SR	VW	0,0	47,8	11,9	1,6	61,2	4,9	7,0	11,9	2,3	0,3	3,6	0,3	1,6	0,0	14,7	22,7	1,0	0,5	1,3	0,3
65	F-M	SA	M	0,0	26,1	10,7	2,5	39,2	5,1	9,4	15,4	1,6	2,7	1,3	0,0	14,7	0,0	18,9	39,2	0,7	*	0,7	1,8
138	F-M	A-SR	VW	0,0	43,3	17,4	3,0	63,7	3,7	5,6	9,5	1,4	1,9	0,9	0,2	0,7	0,0	11,3	16,4	0,2	6,5	8,3	0,7
140	M-G	A-SA	M-P	0,0	25,7	8,3	3,2	37,1	5,7	6,4	12,1	3,8	2,5	2,9	0,3	1,0	0,0	27,9	38,4	0,0	4,8	7,6	2,5
141	M-G	SA-SR	M-P	0,0	24,7	5,4	2,7	32,8	5,1	5,4	10,5	3,0	1,2	4,5	0,3	0,0	0,0	28,9	38,0	0,3	5,1	11,5	5,4
				X	32,2	12,1	1,9	46,2	4,2	6,7	11,0	1,2	1,6	0,1	6,9	2,7	17,0	31,8	0,5	2,7	5,1	2,7	7,3

FM. SOBRAL

TAMANO  
G: Grueso  
M: Mediano  
F: Fino  
MF: Muy fino

REDONDEZ  
R: Redondeado  
SR: Subredondeado  
SA: subanguloso  
A: Anguloso

SELECCION  
WV: Muy bien seleccionado  
W: bien seleccionado  
M: moderadamente bien seleccionado  
P: Pobremente seleccionado

Las micas, que son abundantes en la Formación López de Bertodano, particularmente en la parte superior de la unidad 8 y en la parte inferior de la unidad 9, desaparecen completamente en la parte superior de la Formación Sobral. Esto podría ser interpretado como debido a un cambio en la fuente de aporte. Considerando que estos niveles superiores fueron depositados en un ambiente de alta energía, es posible que debido a su comportamiento hidráulico, las micas puedan haber sido transportadas en suspensión desde esta zona de alta energía a las porciones más profundas de la cuenca. Por lo tanto su ausencia puede deberse a un control ambiental más que a un cambio de la fuente de aporte.

Biotita, clorita y muscovita se encuentran presentes en rocas ígneas y metamórficas de la Península Antártica (Adie 1954, 1955, 1957, Bibby 1966) y un alto porcentaje de las micas fue posiblemente derivado de esta fuente. Sin embargo las biotitas euhedrales que se encuentran en la parte alta de la Formación López de Bertodano se interpretan como el producto de actividad volcánica penecontemporánea.

Un máximo en abundancia de hornblenda se observa en la unidad 10 de la Formación López de Bertodano y en la Formación Sobral. La presencia de cristales de hornblenda incluidos en fragmentos volcánicos denota claramente su origen.

En la parte inferior de la Formación López de Bertodano (unidades 1 a 8) la asociación de minerales pesados está compuesta por epidoto, granate, rutilo y zircón. Estos minerales son indicativos de una fuente de aporte plutónica a metamórfica de alto grado. El granate es mucho más abundante en la parte superior de la Formación Sobral. Esta variación está asociada con un incremento en el tamaño de grano de los sedimentos y puede estar relacionada a la concentración de granates en un ambiente de alta energía y no necesariamente a un cambio en la fuente de aporte.

Una fuente volcánica está claramente evidenciada debido a la presencia de fragmentos de dicho origen. Los fragmentos de roca volcánica encontrados en la Formación López de Bertodano y en la parte inferior de la Formación Sobral están generalmente mucho más alterados que aquéllos encontrados en la parte superior de la Formación Sobral y en la Formación Cross Valley. De ello se infiere la presencia de dos fuentes de aporte volcánico, una de rocas preexistentes y otra de rocas más jóvenes, posiblemente emplazadas en forma penecontemporánea con la sedimentación, tal como es sugerido por otras evidencias petrográficas.

Una fuente de aporte sedimentaria menor se evidencia por la presencia de fragmentos de chert y cuarcita. Una fuente metamórfica fue identificada, particularmente en las rocas más altas de la Formación Sobral. La asociación de fragmentos plutónicos con cuarzo con inclusiones de apatita y trenes de vacuolas y ortoclasa (generalmente profundamente alterada) y microclino, es consistente con una fuente calco-alcalina o gneíssica.

Los granates observados a lo largo de la secuencia, pero

concentrados en la parte superior de la Formación Sobral, pueden haber sido derivados de los granitos-gneisses descritos por Adie (1954) de la Península Antártica. Sin embargo los granates son igualmente comunes en las rocas del Grupo Volcánico de la Península Antártica (GVPA) (Bibby 1966; Hamer y Moyes 1982). Los fragmentos volcánicos presentes en la secuencia, particularmente aquéllos de la Formación López de Bertodano, pueden haber derivado del GVPA, mientras que los fragmentos metamórficos posiblemente se hayan originado de rocas metasedimentarias del Grupo Trinity Peninsula. Los fragmentos de chert pueden haberse originado en la Formación Ameghino (Nordenskjöld) del Jurásico superior-Cretácico inferior.

Un problema diferente es el presentado por los fragmentos de roca volcánica de aspecto fresco que predominan en la porción superior de la Formación Sobral. Hasta la fecha no han sido descritos afloramientos de rocas volcánicas de edad cretácica superior a paleocena en la Península Antártica. Como ya fue postulado por Trautman (1976), esta fuente contemporánea de aporte, o fue completamente erosionada, o aún no ha sido reconocida.

### Modelo de evolución petrográfica

Los detritos derivados de orógenos volcánicos forman una variedad de tipos de arenas, variando de ricas en fragmentos líticos en un extremo, a predominantemente cuarzo feldespáticos en el otro (Dickinson y Suczek 1979; Dickinson 1982, entre otros). Sobre esta base dos tipos de fuentes pueden definirse: a) arco volcánico no disectado y b) arco volcánico disectado. En la asociación de arco volcánico no disectado grandes volúmenes de detritos volcánico-lásticos son derivados de centros volcánicos que han sufrido una erosión limitada. Plagioclasa, granos de feldespato y fragmentos volcánicos líticos, muchos de ellos conteniendo fenocristales de plagioclasas, son los constituyentes más característicos de sedimentos depositados en fosas oceánicas, cuencas de ante-arco y cuencas marginales (cf. Dickinson 1982; Dickinson *et al.* 1983). En la asociación de arco disectado, la fuente está compuesta por un arco magmático más maduro y erosionado, con al menos parte de la raíz expuesta. Las arenas resultantes de esta fuente comprenden una asociación de detritos provenientes de rocas plutónicas y volcánicas, que se depositan tanto en cuencas de ante- como de tras-arco.

La composición de las areniscas de la Isla Marambio puede ser interpretada en términos de este modelo. La orientación de las paleocorrientes estimada de la estratificación entrecruzada, indica una dirección de corrientes provenientes del noroeste (Macellari 1988). Estos datos, junto con la falta de evidencia de terrenos elevados al este de la cuenca (LaBrecque y Barker 1981), señalan a la Península Antártica como la fuente obvia de sedimentos. Dicha península estaba compuesta por un arco volcánico complejo con una raíz igneometamórfica y con un delgada cubierta sedimentaria.

Macdonald *et al.* (1988) muestran una variación marcada en la petrografía de las muestras próximas al arco volcánico (ricas en fragmentos líticos) y aquéllas contemporáneas ubicadas más distalmente (ricas en cuarzo). Sin embargo en el caso del presente estudio se estima que todas las muestras fueron depositadas a una distancia relativamente constante del margen volcánico activo. Las variaciones encontradas no pueden deberse exclusivamente a las variaciones de los tamaños de grano o proximidad a las fuentes de aporte, ya que las tendencias identificadas se verifican en numerosos componentes, que no están necesariamente controlados por el tamaño del grano (i.e., cuarzo volcánico, biotitas euhedrales, relación plagioclasa/feldespato potásico).

El contenido de feldespato observado en las muestras del presente estudio es menor que aquél que se encuentra típicamente en márgenes activos (Dickinson y Suczek 1979, Dickinson y Valloni 1980, Dickinson 1982, Valloni y Maynard 1981, entre otros), sin embargo esta composición es consistente con el valor determinado por Potter (1978) para arenas de grandes ríos modernos (11%). De todas formas es difícil visualizar la presencia de una red de drenaje muy extensa a lo largo de esta fuente de aporte elongada.

En general, las petrofacies observadas en las formaciones López de Bertodano y Sobral pueden ser interpretadas en términos de una erosión paulatina de rocas del Grupo Trinity Peninsula, el GVPA, la suite intrusiva andina y probablemente en menor medida de rocas sedimentarias aflorantes en la cuenca de drenaje. Adicionalmente, otros detritos fueron derivados de eyecciones volcánicas intermitentes contemporáneas con la sedimentación, los que sufrieron un grado variable de transporte. La edad de esta actividad magmática está proporcionada por las faunas fósiles asociadas y edades de glauconitas. De acuerdo a esto se pueden establecer cuatro etapas en la evolución de la Península Antártica aledaña.

*Etapas 1.* (Figs. 3 y 7a). Durante el Campaniano tardío al Maastrichtiano medio, fuentes ígneo-metamórficas y volcánicas aportaron sedimentos a la Cuenca de James Ross. Una incipiente actividad volcánica posiblemente ya se había iniciado, tal como está indicado por la presencia aislada de fragmentos de pumicita y la aparición de granos de hornblenda verde.

*Etapas 2.* (Figs. 3 y 7b). Un pulso de volcanismo activo comenzó en el Maastrichtiano tardío y se extendió hasta el Paleoceno. Ello se refleja en el incremento de cuarzo límpido de extinción recta, hornblenda euhedral y en un aumento de la proporción de plagioclasa/feldespato potásico. El evento volcánico más intenso se registra a partir del límite Cretácico/Terciario, indicado por la brusca aparición de trizas volcánicas depositadas subaeradamente, al igual que de fragmentos de pumicita. Este volcanismo inicial posiblemente haya sido de composición ácida, tal como está reflejado por la presencia de cuarzo «volcánico» y por la naturaleza explosiva de las

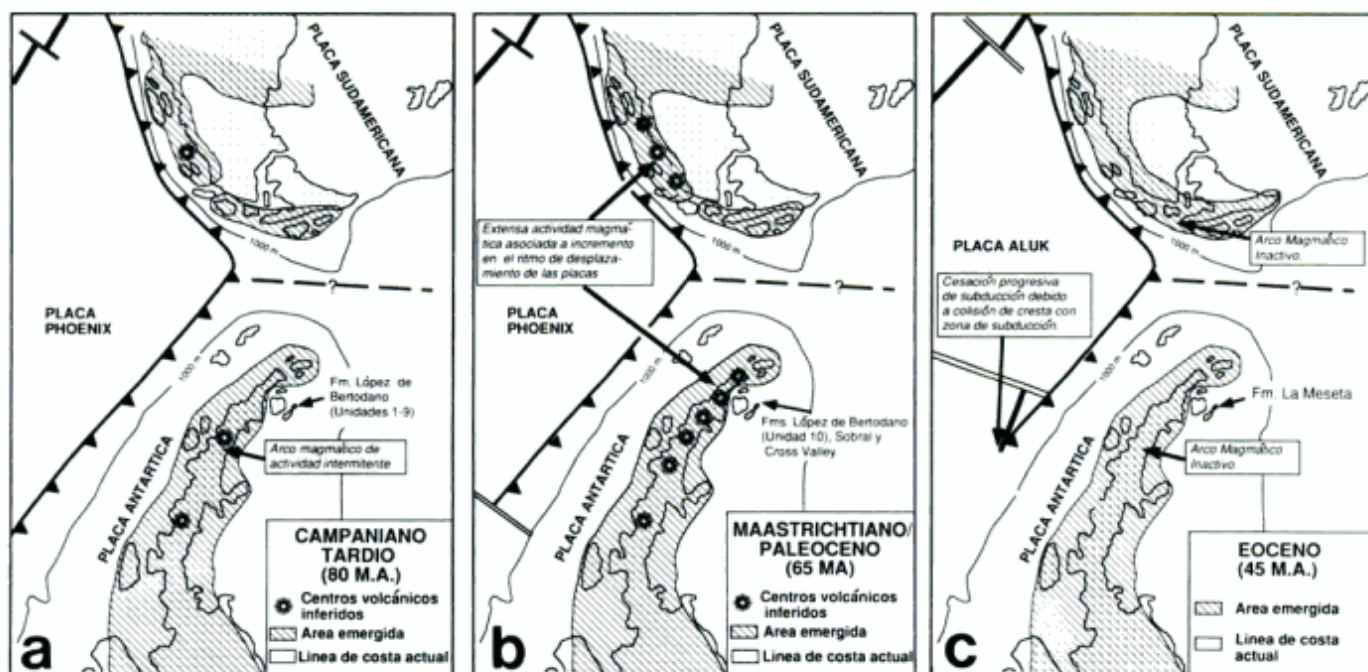


Figura 7. Reconstrucciones paleogeográficas de la Península Antártica. Modificado de Elliot (1988) y Macdonald *et al.* (1988). Ver explicación en el texto.

erupciones, evidenciado en las abundancias de pumicita. La presencia de una fuente próxima está denotada por la inversión textural encontrada en algunas de estas muestras, sugiriendo que la fuente volcánica se encontraba más cercana que la fuente de zócalo persistente.

**Etapa 3.** La actividad volcánica cesó durante la última porción del Paleoceno temprano. Los fragmentos de pumicita encontrados en la parte superior de la Formación Sobral (unidad 4) están bien redondeados, indicando que los mismos han sido transportados. Una nueva fuente andesítica, asociada con rocas afaníticas y silíceas, es interpretada como el resultado de la denudación de las vulcanitas emplazadas durante la etapa 2. La fuente de zócalo continuó aportando fragmentos, incluyendo algunos de origen metamórfico, probablemente derivados del Grupo Trinity Peninsula.

**Etapa 4.** (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) (Figs. 3 y 7c). Durante esta etapa los depósitos volcánicos maastrichtianos-paleocenos ya han sido mayormente erosionados y por lo tanto se reestablece el predominio de la fuente de zócalo. Los sedimentos de la Formación La Meseta poseen una mayor proporción de cuarzo (Trautman 1976) e indican derivación de un arco magmático más profundamente disectado que en las etapas anteriores.

#### Volcanismo intermitente en la Península Antártica

El pulso volcánico reconocido en este trabajo fue antecede-

dido por otros durante el Cretácico. Durante el intervalo Hauteriviano-Aptiano predominan arenitas arcósicas con una marcada ausencia de fragmentos líticos (Macdonald *et al.* 1988). Sin embargo el registro del Cretácico inferior a «medio» también indica importante actividad magmática asociada. Es así que un amplio registro volcánico se encuentra preservado en los estratos del Grupo Gustav (Barremiano-Santoniano) (Macdonald *et al.* 1988); en la Isla Dundee, se encuentran areniscas y capas volcanoclasticas de edad aptiana-albiana (Ramos *et al.* 1978; Crame 1979) y en Cabo Longing se encuentran tobos de edad turoniana inferior (Crame 1981, 1983) (Fig. 1).

De acuerdo a Elliot (1988) esta actividad volcánica está acompañada por una importante fase de emplazamiento de plutones (Pankhurst 1982) y esto coincidiría con un incremento local de la tasa de apertura oceánica a los 131 Ma (anomalía M 11) (Larson 1977) y con el incremento global en la tasa de apertura durante el intervalo pasivo del Cretácico que se extiende de los 120 a los 85 Ma (Larson y Pitman 1972).

Estudios petrográficos recientes de rocas del Cretácico superior de la Cuenca James Ross indican una importante actividad magmática, que comienza a hacerse intermitente hacia el Campaniano tardío (Pirrie 1989, Pirrie y Riding 1988, Farquharson *et al.* 1984, Macdonald *et al.* 1988). Es así que la parte superior de la Formación Santa Marta (Campaniano medio a superior; Olivero *et al.* 1986) muestra ya una marcada disminución en la proporción de elementos volcánicos (Pirrie 1989).

El nuevo pulso volcánico observado en la Isla Marambio



en estratos mastrichtianos/paleocenos coincide en términos generales con un ritmo de convergencia excepcionalmente alto (10 a 15 cm/año) asociado a las dorsales centro-océánicas Pacífica/Phoenix entre los 66 y los 50 Ma (Barker 1982, Elliot 1988). Este evento volcánico es de carácter regional ya que está igualmente documentado para la Cordillera Patagónica (Macellari *et al.* 1989). Finalmente la desaparición de la actividad volcánica durante el Eoceno/Oligoceno, está posiblemente asociada a la cesación de la subducción debido a la colisión progresiva de sur a norte de la dorsal oceánica y la fosa a lo largo de una serie de fracturas. Este proceso se inició alrededor de 50 Ma al sur de la península, habiendo cesado completamente la subducción entre los 25 y 10 Ma (Barker 1982).

### Agradecimientos

Este trabajo está basado en una porción de una tesis de Ph. D. presentada en la Ohio State University, EE.UU. Versiones iniciales de este trabajo fueron leídas por D. H. Elliot, P.N. Webb, y L. Kissek (Ohio State University) y W. J. Zinsmeister (Purdue University). Agradezco también a C. Barrio (Shell-Capsa) por la lectura crítica del manuscrito. Este trabajo fue patrocinado por la National Science Foundation (EE.UU.), subsidio DPP80-20096.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adie, R.J., 1954. The petrology of Graham Land: I. The basement Complex, Early Paleozoic Plutonic and Volcanic rocks. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Report 11: 1-22.
- Adie, R.J., 1955. The petrology of Graham Land: II. The Andean granite-gabbro intrusive suite. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Report 12: 1-37.
- Adie, R.J., 1957. The petrology of Graham Land: III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. Falkland Islands Dependencies Survey, Scientific Report 20: 1-26.
- Andersson, G. L., 1906. On the geology of Graham Land. Geological Institute Bulletin, University of Upsala, 7: 19-71.
- Askin, R. A., 1988. Campanian to Eocene Palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. En: Feldmann, R. M. y Woodburn, M.O. (Eds.): *Geology and Paleontology of Seymour Island*, pp. 131-153. Geological Society of America, Memoir 169.
- Barker, P.F., 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society*, London 139: 787-802.
- Bibby, J. S., 1966. The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island Group. British Antarctic Survey, Scientific Report, 53: 1-37.
- Crame, J.A., 1979. The occurrence of the bivalve *Inoceramus concentricus* on Dundee Island, Joinville Island Group. British Antarctic Survey, Bulletin, 49: 283-286.
- Crame, J.A., 1981. Upper Cretaceous inoceramids (Bivalvia) from the James Ross Island Group and their stratigraphic significance. British Antarctic Survey, Bulletin 53: 29-56.
- Crame, J.A., 1983. Cretaceous inoceramid bivalves from Antarctica. En: Oliver, R. L., James, P. R. y Jago, J. B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*, pp. 298-302. Australian Academy of Science, Canberra.
- Dalziel, W. I. D. y Elliot, D. H., 1972. Evolution of the Scotia Arc. *Nature*, 233 (5317): 246-252.
- Dalziel, W. I. D. y Elliot, D. H., 1973. The Scotia Arc and Antarctic margin. En: Nairn, A. E. y Stehli, F. G., (Eds.): *The Ocean Basins and Margins*, 1: 171-246. Plenum Press, New York.
- Dickinson, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W. R., 1982. Composition of sandstones in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 66 (2): 121-137.
- Dickinson, W. R. y Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R. y Valloni, R., 1980. Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, 8 (2): 82-86.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dott, R. H., Jr., 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification? *Journal Sedimentary Petrology*, 34: 625-632.
- Elliot, D. H., 1983. The Mid-Mesozoic to Mid-Cenozoic active plate margin of the Antarctic Peninsula. En: Oliver, R. L., James P. R. y Jago J. B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*, pp. 303-307. Cambridge University Press.
- Elliot, D. H., 1988. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. En: Feldmann, R. M. y Woodburn, M.O. (Eds.): *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*, pp. 541-555. Geological Society of America Memoir 169.
- Elliot, D. H. y Trautman, T. A., 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. En: Craddock, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience*, pp. 287-297. University of Wisconsin Press, Madison.
- Farquharson, G.W., Hamer, R.D. y Ineson, J.R., 1984. Proximal volcanoclastic sedimentation in a Cretaceous back-arc basin, northern Antarctic Peninsula. En: Kokelaar, B. P. y Howell, M. F.: *Marginal Basin Geology*. pp. 219-229. Geological Society of London, Special Publication 16.
- Folk, R. L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 p. Austin, Texas.
- Hamer, R. D. y Moyes A. B., 1982. Composition and origin of gamet from the Antarctic Peninsula Volcanic Group. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 713-720.
- Huber, B. T., 1984. Late Cretaceous Foraminiferal Biostratigraphy, Paleocology and Paleobiogeography of the James Ross Island Region, Antarctic Peninsula. M. Sc. Thesis, The Ohio State University, 246 p. (Inedito)
- Hyden, G. y Tanner, P. W. G. 1981. Late Paleozoic-Early Mesozoic forearc basin sedimentary rocks at the Pacific margin in Western Antarctica. *Geologische Rundschau*, 70: 529-41.
- Jeans, C. V., Merriman, R. J., Mitchell, J. G. y Bland, D. J., 1982. Volcanic clays in the Cretaceous of southern England and Northern Ireland. *Clay Mineralogy*, 17: 105-156.
- LaBrecque, J. L. y Barker, P., 1981. The age of the Weddell Basin. *Nature*, 290: 489-492.
- Larson, R. L., 1977. Late Jurassic and early Cretaceous evolution of the western central Pacific Ocean. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 28: 219-236.
- Larson, R. L. y Pitman, W. C., 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geological Society of America, Bulletin*, 83 (12): 3645-3661.
- Macdonald, D. I. M., Barker, P. F., Garrett, S. W., Ineson, J. R., Pirrie, D., Storey, B. C. Whitham, A. G., Kinghom, R. R. F. y Marshall, J. E. A., 1988. A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology*, 5: 34-53.
- Macellari, C. E., 1984. Late Cretaceous Stratigraphy, Sedimentology, and Macropaleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. PhD

- dissertation, The Ohio State University, Columbus, OH, 599 p. (Inédito).
- Macellari, C., 1988. Stratigraphy, sedimentology, and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island (Antarctic Peninsula). En: Feldmann, R. M. y Woodburn, M. O. (Eds.): *Geology and Paleontology of Seymour Island*, pp. 25-53. Geological Society of America Memoir 169.
- Macellari, C. E., Barrio, C. A. y Manassero, M. J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (3): 223-239.
- Odin, G. S. y Matter, A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28: 611-641.
- Odom, E. I., Doe, T. W. y Dott, R. H. Jr., 1976. Nature of feldspar-grain size relations in some quartz-rich sandstones. *Journal Sedimentary Petrology*, 46 (4): 862-870.
- Olivero, E., Scasso, R. A. y Rinaldi, C. A., 1986. Revision of the Marambio Group, James Ross Island, Antarctica. *Contribuciones Instituto Antártico Argentino*, 351: 1-29.
- Palamarczuk, S., Ambrosini G., Villar H., Medina F., Martínez Macchiavello J. C. y Rinaldi, C., 1984. Las Formaciones López de Bertodano y Sobral en la Isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 399-419.
- Pankhurst, R. J., 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society, London*, 139: 701-712.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R., 1973. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 618 p. New York, Heidelberg, Berlin.
- Pezzetti, T. F., 1987. The sedimentology and provenance of the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. M. Sc. Thesis, The Ohio State University, Columbus, OH. (Inédito).
- Pirrie, D., 1989. Shallow marine sedimentation within an active margin basin, James Ross Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, 63: 61-82.
- Pirrie, D. y Riding, J. B., 1988. Sedimentology, Palynology and structure of Humps Island, northern Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey, Bulletin*, 80: 1-19.
- Potter, P. E., 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands. *Journal of Geology*, 86: 423-449.
- Ramos, A. M., Medina, F. M., Martínez Macchiavello, J. C. A. y Del Valle, R. A., 1978. Informe preliminar sobre las sedimentitas del Cretácico medio de Cabo Welchness, Isla Dundee, Antártida. *Contribuciones Instituto Antártico Argentino*, 249: 3-10.
- Rinaldi, C. A., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, L. H. y Del Valle, R. A., 1978. Geología de la Isla Vicecomodoro Marambio. *Contribuciones Instituto Antártico Argentino*, 217: 1-37.
- Sadler, P.M., 1988. Geometry and stratification of uppermost Cretaceous and Paleogene units on Seymour Island, northern Antarctic Peninsula. En: Feldmann, R. M. y Woodburn, M. O. (Eds.): *Geology and Paleontology of Seymour Island*, pp. 303-320. Geological Society of America, Memoir 169.
- Storey, B. C. y Garrett, S. W., 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism, and extension. *Geological Magazine*, 122: 5-14.
- Suárez, M., 1976. Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology*, 4: 211-214.
- Suárez, M. y Pettigrew, T. H., 1976. An upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113 (4): 305-28.
- Thomson, M. R. A., 1982. Mesozoic Paleogeography of West Antarctica. En: Craddock, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience*, pp. 331-337. The University of Wisconsin Press, Madison.
- Thomson, M. R. A., Pankhurst, R. J. y Clarkson, P. D., 1983. The Antarctic Peninsula - A late Mesozoic-Cenozoic Arc (Review). En: Oliver, R. L., James, P. R. y Jago, J. B., (Eds.): *Antarctic Earth Science*, pp. 289-294. Cambridge University Press.
- Trautman, T. A., 1976. Stratigraphy and Petrology of Tertiary Clastic Sediments, Seymour Island. M.Sc. Thesis, The Ohio State University, Columbus, OH, 170 p. (Inédito).
- Valloni, R. y Maynard, J. B., 1981. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. *Sedimentology*, 28 (1): 75-84.
- Van Andel, T. H., 1955. Sediments of the Rhone delta, pt. II. Sources and deposition of heavy minerals. *Koninklijk Nederlandsch. Geol. Mijnb. Genoot. Geol. Ser.*, 15: 357-556.
- Wiedman, L.A. y Feldmann, R. M., 1988. Ichnofossils, tubiform body fossils, and depositional environment of the La Meseta Formation (Eocene) of Antarctica. En: Feldmann, R. M. y Woodburn, M. O., (Eds.): *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*, pp. 531-539. Geological Society of America, Memoir 169.
- Zinsmeister, W. J., 1982. Review of the Upper Cretaceous- Lower Tertiary sequence on Seymour Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, 139 (6): 779-786.
- Zinsmeister, W.J. y DeVries, T., 1982. Observations on the stratigraphy of the Lower Tertiary Seymour Island Group, Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 17: 71-72.

**Recibido:** 15 de abril, 1991.

**Aceptado:** 24 de abril, 1992.

## Formación San Roque: complejo fanglomerádico-fluvial terciario, sur de la Sierra de San Luis

Elda DI PAOLA<sup>1</sup> y David RIVAROLA<sup>2</sup>

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

Museo Argentino de Ciencias Naturales, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad de San Luis, 5700 San Luis, Argentina.

**ABSTRACT.** - *San Roque Formation: Tertiary fanglomeradic-fluvial complex, southern Sierra de San Luis.* - Strong tectonic activity during the Tertiary controlled sedimentation in a small continental basin located in the Potrero de los Funes and Las Chacras depressions, southern Sierra de San Luis, Argentina. The basin was bounded on the north side by NW-SE striking faults and was filled with continental sediments, referred to the San Roque Formation. Lower, Middle and Upper Members have been recognized, each one characterized by the predominance of one or more lithofacies (in the sense of Miall). Facies F1 and F2 integrate the Lower Member in the north part of the Potrero de los Funes, the first one mainly formed by fanglomerate-deposits (Gms) and the second one by fluvial lithosomes, (Gms, Sp, Sh an Fl). Fluvial facies (F3) constitutes the Middle Member and occurs both on the north and on the south sides of the Dorsal del Potrero, consisting mainly of conglomerates (Gms) and sandstones ( Sh, Sp, St) which represent gravel bars and channels of braided rivers. Towards the southeast (San Roque cliffs) fluvial sedimentites change to finer psammitic deposits with sparse Gms lithofacies and sporadic pelitic lenses. To the southwest, a pelitic lithofacies (Fm, Fl) forms the facies F4 which characterizes the Upper Member and represents playa sedimentation. Multiple features indicate that the sediments of San Roque Formation were accumulated in an extensional hemigraben and that the Dorsal del Potrero turned an active tectonic element after the deposition and eodiagenesis of the sediments, giving place to two new tectonic depressions, known as Potrero de los Funes and Las Chacras.

### Introducción

La zona de estudio está ubicada en el extremo sur de la Sierra de San Luis, abarca la Depresión del Potrero de los Funes y la comarca que circunda la localidad de Las Chacras (Fig. 1). La Sierra de San Luis es una unidad morfoestructural limitada al poniente por un sistema de fallas de rumbo submeridiano, compuesta principalmente por metamorfitas - de distribución dominante en el cuerpo montañoso (Yrigoyen 1981)-, rocas de mezcla, migmatitas y plutonitas, además de complejos ultramáficos y metabasitas. El resto lo integran vulcanitas terciarias y cubierta sedimentaria. Esta última está formada por sedimentitas paleozoicas ubicadas en el extremo nororiental de la sierra; terciarias, expuestas especialmente en el sur de sierra y en sus bordes, cuaternarias y recientes.

Las sedimentitas terciarias presentan sus afloramientos más continuos en el sur de la Sierra de San Luis, en las localidades de Potrero de los Funes, Las Chacras, Barrancas de San Roque y, saliendo del cuerpo de sierra, en las barrancas del Río Quinto. En forma dispersa, se encuentra en las márgenes del río Chorrillos, en la localidad de las Tosquitas, etc.

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar las secuencias terciarias que se encuentran en el Potrero de los Funes y Las Chacras. Parte del mismo ha sido presentado como

Trabajo Final de Licenciatura por uno de los autores (D. R.) ante la Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales de la Universidad Nacional de San Luis.

### Estratigrafía y trabajos anteriores.

La distribución actual de las sedimentitas terciarias en la porción austral de la Sierra de San Luis es el resultado de la tectónica andina que produjo el ascenso y descenso diferencial y el alabeamiento de bloques del sustrato cristalino, con las consiguientes respuestas sedimentarias. Estas fueron: erosión de los bloques elevados, depositación de detritos y posterior deformación de los apilamientos sedimentarios. La actitud general de los mismos es homoclinal, con inclinación que promedia 22° hacia el sud-sudeste.

En la zona de sierra estudiada ha sido reconocida la Formación San Roque, formada por capas rojas. Esta denominación fue propuesta por primera vez por Biondi (1937) para sedimentitas rojas ubicadas en la zona central del departamento Capital, «alojadas en sinclinales», por su similitud con las barrancas coloradas de la localidad de San Roque. En 1938 el mismo autor dividió dicha Formación en Inferior (miocena) y Superior (pliocena) sobre la base del color y la litología. Flores (1969) formalizó la nomenclatura propuesta por Biondi en



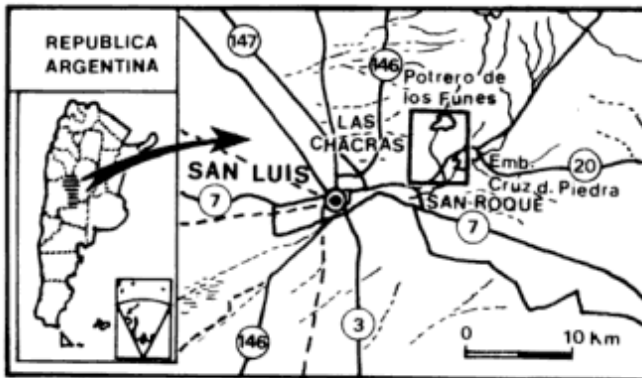


Figura 1: Mapa de ubicación.

1937. Con respecto a su edad, Yrigoyen (1981) consideró que: «si el miembro basal conglomerádico fuera correlacionado con el conglomerado violáceo del norte de Mendoza, la edad del mismo sería eógena». Pascual y Bondesio (1981) le asignaron edad miocena. En 1966 Lippman realizó un reconocimiento integral de la parte sur de la sierra y denominó a toda la sucesión de capas rojas, incluyendo las pelitas de la Cantera de Los Comederos, Formación Potrero, por considerar que era ésta la localidad con la mejor exposición.

Pascual y Bondesio (1981) consideraron que las pelitas rojas de la cantera de Los Comederos correspondían a la Formación Las Mulitas, la cual se encontraría en discordancia sobre la Formación San Roque. Cabe destacar que la Formación Las Mulitas fue propuesta por Flores (1969) y Flores y Criado Roque (1972) para nominar a una sucesión de evaporitas y lapillitas con bombas volcánicas encontradas en el fondo de cañadones en la localidad homónima, ubicada al oeste, cerca de San Pedro.

Manoni (1985) estimó difícil correlacionar los afloramientos de superficie con los datos de subsuelo, no obstante lo cual estableció una secuencia tentativa dividiendo a la Formación San Roque subyacente en Inferior y Superior, tomando esta última conjuntamente con Las Mulitas.

Di Paola *et al.* (1990) consideraron a la secuencia sedimentaria del Potrero y Las Chacras como una sucesión continua granodecreciente, interpretando a la Formación San Roque como un Primer Cortejo Sedimentario de Nivel Bajo, según la nomenclatura utilizada por Kokogian *et al.* (1989). Posteriormente Rivarola (1990) propuso la subdivisión de la Formación San Roque en tres miembros, a los que denominó informalmente de abajo hacia arriba, Miembro Aluvial, Fluvial y de Playa de Barreal, respectivamente.

La reconstrucción e interpretación estratigráfica de los estratos terciarios se ven dificultadas por la erosión, la cubierta detrítica y vegetal y los embalses que los anegaron (Fig. 2). Parte de estas características afectan también a los afloramientos terciarios del resto de la sierra y fuera de ella, lo que ha traído aparejada cierta confusión en la ubicación temporal y en

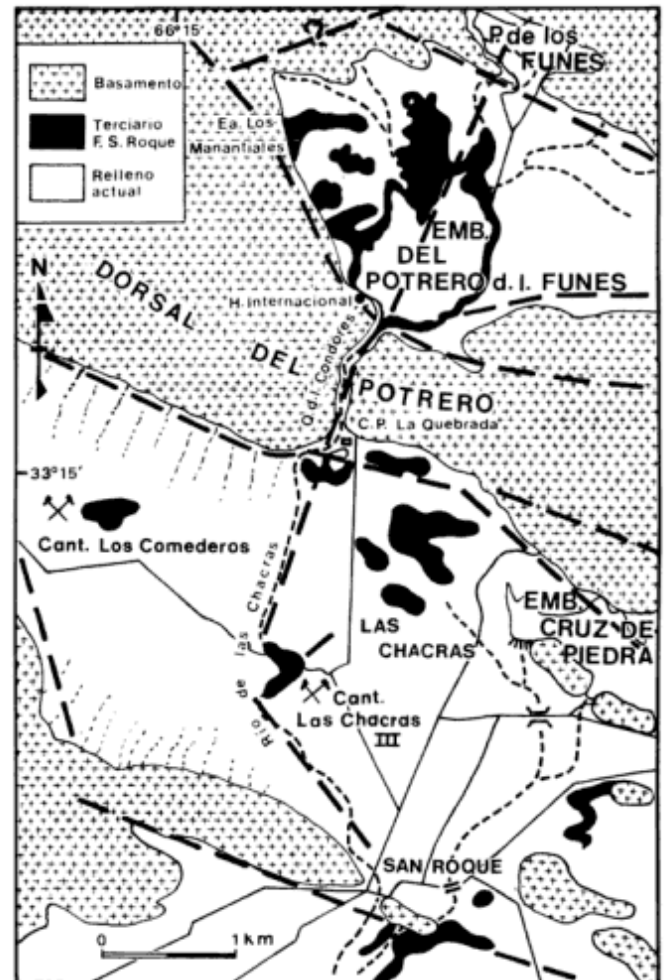


Figura 2: Mapa geológico (Rivarola 1990).

la adjudicación de nombres formacionales.

### Sedimentología

La secuencia sedimentaria que constituye la Formación San Roque (Fig. 3) puede ser subdividida en tres miembros: Inferior, Medio y Superior, los cuales son correlacionables con los Miembros Aluvial, Fluvial y de Playa de Barreal de Rivarola (1990).

En la caracterización de las litofacies se ha utilizado el código de letras propuesto por Miall (1985) para facies fluviales. Las letras mayúsculas corresponden a la granulometría (G, gravel; S, Sandstones; F, fines) y las minúsculas, a la disposición estructural (Sh, horizontal sandstones; Sp, planar sandstones, etc.) o a la textura (Gms, gravels matrix-supported). Para los elementos arquitecturales el referido autor utilizó mayúsculas exclusivamente (CH, channel; GB, gravel bedforms; SB, sandy bedforms, etc.). En este trabajo se nominan con una F y un subíndice las variaciones faciales que

## Perfil Integrado Litofacial

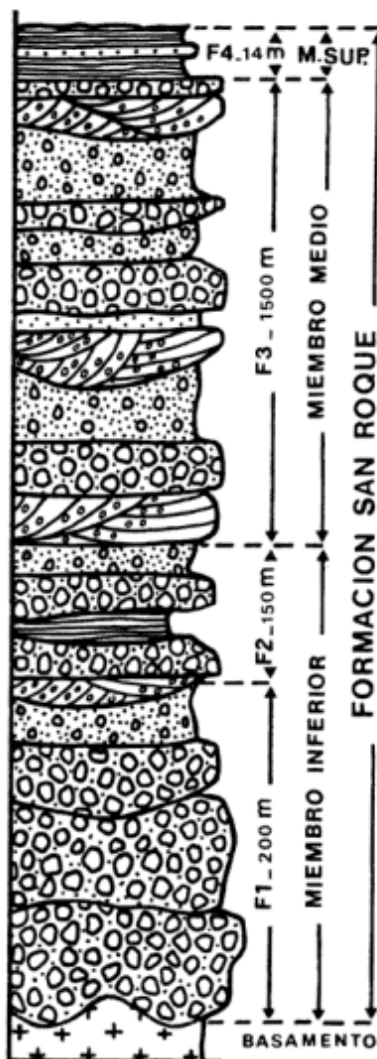


Figura 3: Columna integrada correspondiente a la Formación San Roque. La misma no se encuentra a escala, tiene por finalidad definir las principales facies presentes en cada miembro.

ocurren dentro de cada miembro.

### Miembro Inferior

Este miembro está constituido por una facies fanglomerádica (F1) y una facies fluvial (F2).

**Facies 1 (Gms):** Esta facies aflora en la parte norte del embalse del Potrero de los Funes, en las márgenes del Río del Potrero (Fig. 2). Tiene un espesor calculado de 200 m y se extiende en una superficie de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>. Está constituida por conglomerados matriz-sostén (Gms), con clastos de hasta 30 cm de longitud, angulosos y subangulosos, derivados de rocas plutónicas y metamórficas, en proporciones aproxima-

damente iguales, sin rasgos de alteración química. Predominan las formas oblladas, proladas y laminares. La matriz es arenoso-arcillosa, mal seleccionada, con predominio de la fracción arena gruesa y mediana. Los planos de estratificación son difusos, hay escasa alineación e imbricación de clastos. Las mediciones realizadas sobre estos últimos indican dirección de paleocorrientes NNE-SSO. El color general de los fanglomerados es castaño rojizo (10 R 5/4) (Fig. 5a).

**Facies 2, fluvial (Gms, Sp, Sh, F1):** Esta facies se extiende en la parte superior del espolón que se proyecta en el norte del lago, y en las cercanías de la Estancia Los Manantiales, en el oeste de la cuenca (Fig. 2). Son afloramientos de 150 m de espesor calculado, formados por lentes conglomerádicas (Gms) de 40 cm de espesor, con bases erosivas, asociadas con areniscas con estratificación planar y diagonal (Sp) y horizontal (Sh). Hay lentes de pelitas laminadas intercaladas (F1). El color general de esta facies es castaño rojizo (5 R 5/4).

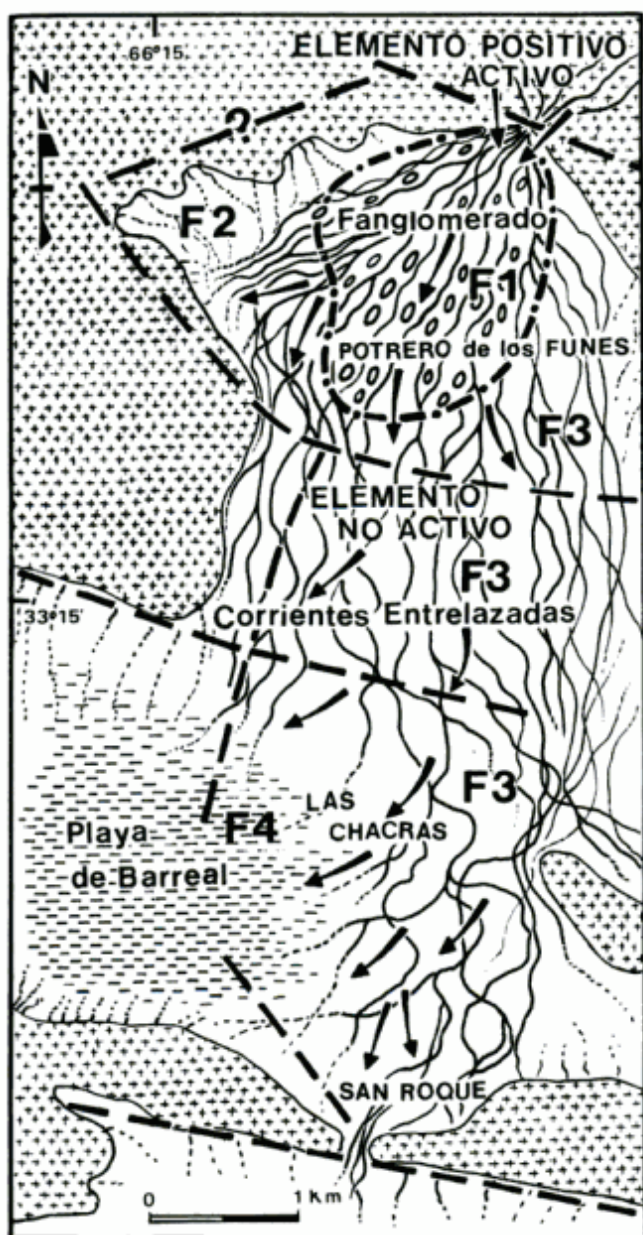
**Petrografía de las litofacies Gms, Sp y Sh:** Tanto la matriz de la litofacies Gms como las areniscas Sp y Sh presentan un 80% promedio de fracción clástica compuesta por granos subangulosos, en los que predomina la asociación mineralógica *albíta-oligoclasa-cuarzo-micas-microclino* entre los minerales livianos. Los minerales pesados están representados por un amplio espectro de especies, entre las que predominan *opacos-granates* y *epidotos*, que indica procedencia del plutón y de las metamorfitas locales. En los afloramientos de Los Manantiales la asociación incluye *opacos-anfíboles-clino* y *ortopiroxenos* y es semejante a la que predomina en la roca de caja de los cuerpos ultramáficos (González Bonorino 1961). El material aglutinante está constituido por óxidos de hierro asociados con esmectita e illita, cemento de calcita predominante y de anhidrita subordinada.

**Interpretación:** La presencia de bloques y de guijas, con abundante matriz arenosa hasta arcillosa, el carácter difuso de la estratificación y la escasa imbricación de los clastos, indican transporte por flujo de detritos en zonas áridas y semiáridas.

Estas características, unidas a la procedencia local de los clastos, corresponden a las mencionadas por Blissenbach (1954) y Rust (1981) para la facies psefítica de abanicos aluviales desarrollados en condiciones de aridez. Asimismo, el tamaño máximo de los clastos (30 cm) de la facies F1 indica una distancia de 4 km respecto al ápice del cono aluvial, según criterios del primer autor.

La facies F2 compuesta por litosomas conglomerádicos clasto-sostén, tiene superficies basales erosivas, y representa depósitos de rellenos de cauce (CH) asociados con areniscas con laminación diagonal y horizontal (Sp y Sh), que se interpretan como producto de acreción lateral (LA), en tanto que las esporádicas lentes pelíticas laminadas (F1) son consideradas depósitos de acreción vertical (OF). Esta asociación litofacial y arquitectural se atribuye a sistemas fluviales desa-

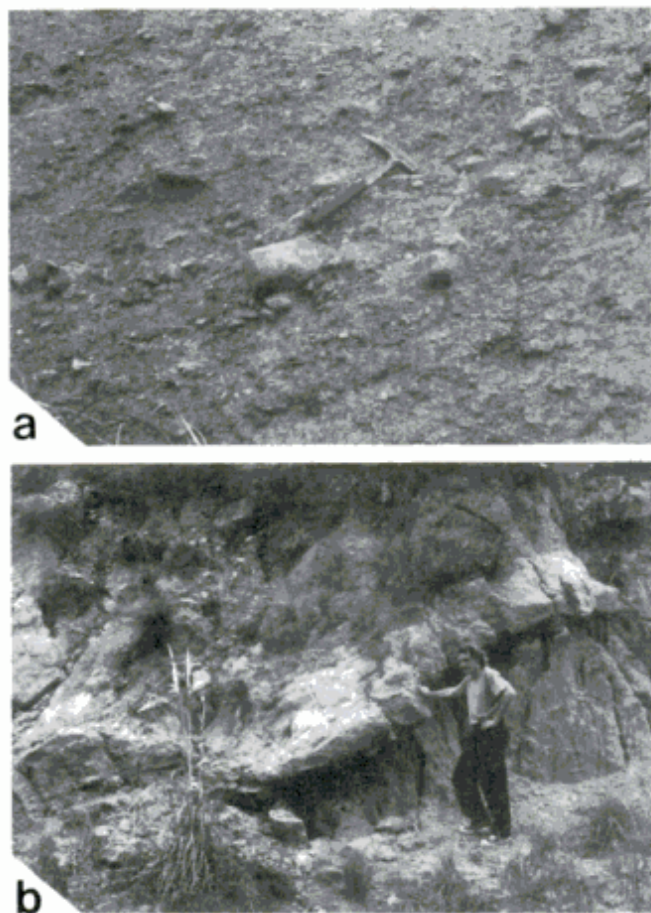




**Figura 4:** Distribución esquemática de las facies que constituyen la Formación San Roque. Las facies no son sincrónicas sino que son el resultado de distintas etapas en la evolución de un hemigraben extensional.

rollados en el cono aluvial, en períodos con predominio de flujos ácuos.

Las asociaciones de minerales pesados y livianos provienen de las metamorfitas y plutonitas del basamento adyacente, en ambas facies del Miembro Inferior y no presentan rasgos de alteración, de lo que se deduce escasa o nula meteorización química en las áreas de aporte. Asimismo, la asociación diagenética de minerales de arcilla, montmorillonita-illita, y del cemento, calcita-anhidrita, es indicadora de climas semiáridos a áridos.



**Figura 5:** a) Afloramiento de la facies F1, en el miembro inferior, flujo de detritos. b) Facies F3, depósitos fluviales de barras.

### Miembro Medio

**Facies 3 (Gms, Sh, Sp, St y Fm):** Esta facies se encuentra bien expuesta (Fig. 2) tanto en el sur del Potrero de los Funes, en las cercanías del Hotel Internacional, como en el norte de Las Chacras, cerca del Cementerio Parque de la Quebrada, continuándose hacia el sur y sureste, hasta las Barrancas de San Roque. Está integrada por unidades conglomerádicas matriz-sostén, Gms, color verde-grisáceo claro (5 G 8/1), con clastos de hasta 10 cm de largo. Los cuerpos psefíticos tienen formas lenticulares, generalmente asimétricas, con engrosamientos ubicados hacia algún extremo (Fig. 5b). El espesor varía entre 1 y 2 m y el largo expuesto entre 4 y 30 m. Internamente predomina la estratificación difusa, planar diagonal y entrecruzada. La base de los estratos es generalmente erosiva; escasos litosomas presentan bases planas.

Las areniscas asociadas tienen tonalidades rojizas (10 R 5/4), corresponden a fracciones arena gruesa y mediana, con 5 a 10% de guijas diseminadas, y abundante arcilla intersticial. Son masivas o débilmente estratificadas, con estructuras



planares y diagonales. Las litofacies predominantes son Sh y Sp.

Hacia la localidad de San Roque la litofacies Gms se torna más espaciada, las guijas están dispersas en cuerpos menos definidos, formando cubetas (St) intercaladas entre areniscas con litofacies Sh y Sp. Hay escasas lentes de arcilitas masivas (Fm) intercaladas. El espesor total estimado para este miembro es de 1500 m.

**Petrografía:** Los rasgos petrográficos tanto de la fracción clásica como de la aglutinante son similares a los expuestos para el Miembro Inferior.

**Interpretación:** El modelo propuesto para los depósitos fluviales es el de paleocorrientes entrelazadas. Los cuerpos conglomerádicos (Gms) corresponderían a depósitos de barras asociadas a paleocanales, semejantes a los descritos por Allen (1983) para barras compuestas. Por la magnitud de su extensión y de sus espesores y por la asociación genética de las litofacies Gms, Sp y St, representarían, siguiendo a este autor, las capas de avance y cuspidales de la barra respectivamente. Las gravas y areniscas con guijas indicarían carga de lecho en forma de avalancha, de corrientes vigorosas.

Cabe tener en cuenta que Miall (1985) considera que el entrelazamiento es favorecido por pendientes abruptas y abundante carga de lecho y, generalmente, por falta de vegetación, que facilita el escurrimiento. En períodos en los cuales el río no puede mover la carga de lecho se produce la depositación de las barras, la diversificación de los flujos y la creación de nuevos canales. Entre las causas de carga y descarga pueden mencionarse crecidas estacionales, las que en regiones áridas o semiáridas como la cuenca estudiada pueden ocurrir con intervalos de meses y/o años.

Hacia el SSE en las inmediaciones de la localidad de San Roque hay predominio de areniscas medianas a gruesas, las que estarían indicando corrientes tractivas con episodios más esporádicos de descarga conglomerádica, en tanto que los depósitos de acreción vertical se tomarían más frecuentes. El cambio en la dinámica de las corrientes, con pérdida de vigor, se estima relacionado con la evolución de la cuenca.

### **Miembro Superior**

**Facies 4 (F1, Fm):** Esta facies está bien representada en las canteras Los Comederos y Las Chacras III. Los afloramientos son escasos con un espesor medido de 14 m. No hay todavía información de subsuelo, no obstante por la ubicación de las localidades donde aflora, se infiere una amplia distribución areal, de alrededor de 4 km<sup>2</sup>.

En las canteras mencionadas se presenta una sucesión pelítica masiva y débilmente estratificada (Fm, F1), de color rojizo, (10 R 5/4) con intercalaciones de estratos tabulares concordantes de areniscas medianas, micáceas, verdosas (N 8/0). Estas presentan en las láminas superiores, grietas de desecación, impacto de granizo, y marcas de herramientas. En las pelitas

se han encontrado bioturbaciones y grietas de desecación rellenas con arena muy fina.

**Petrografía:** La secuencia pelítica está constituida por escasos clastos tamaño arena, principalmente de micas, cuarzo y feldespatos, dispersos en una base arcillosa, de esmectita e illita, en proporciones variables según los niveles analizados. Además debe mencionarse la presencia de silicofitolitos (Di Paola y González 1993) y de escasas diatomeas fraccionadas.

**Interpretación:** Este apilamiento de arcillas detríticas con abundante pigmento férrico es considerada una facies de playa de barreal, depósitos de lagunas efímeras, en las que proliferaba vegetación presumiblemente juncácea producto de cuyo decaimiento son los silicofitolitos. Las marcas de desecación se encuentran en el techo de los estratos micáceos, circunstancia que ubica períodos de aridez *a posteriori* del paso de corrientes con abundantes micas en suspensión.

Es muy probable que la disposición de esta facies sea ligeramente transgresiva respecto a los anteriores. Asimismo es factible que, dada la plasticidad de su comportamiento frente a los esfuerzos, debido a su composición, haya respondido en forma diferencial a los empujes tectónicos, respecto de las areniscas y conglomerados. Estas características determinaron que algunos autores, Pascual y Bondensio (1981) y Latruesse *et al.* (en prensa) consideraran a los sedimentos arcillosos como una formación distinta de la Formación San Roque identificándola con la Formación Las Multas de Flores (1969). No obstante, el estudio detallado pone de manifiesto que las pelitas forman parte del ciclo sedimentario resultado de la evolución de la cuenca, como ya había sido interpretado por Lippmann (1966).

### **Elementos arquitecturales**

La facies F1 está caracterizada por la predominancia de geoformas gravosas (GB), que ocupan toda la potencia. La facies F2 está constituida por elementos GB y SB (geoformas gravosas y arenosas) y OF (overbank fines), esta última correspondiente a escasas pelitas de acreción vertical.

La facies de corrientes entrelazadas (F3) está integrada por los elementos GB y SB, LA y CH, correspondientes a barras de gravas, de arenas y a depósitos de acreción lateral y de relleno de canal respectivamente. En proporción muy subordinada hay elementos OF.

Por último, la facies F4, del Miembro Superior, está constituida casi en su totalidad por elementos OF, que representan depósitos de acreción vertical producidos durante las crecidas, del tipo de inundaciones rápidas, con material en suspensión.

### **Marco tectónico**

Los depósitos correspondientes a la Formación San Roque se originaron y evolucionaron como consecuencia de la acti-

vidad tectónica compleja en una cuenca intraserrana, presumiblemente un hemigraben extensional con fallas rotacionales (Di Paola *et al.* 1992). El esquema propuesto para la distribución de las facies - no sincrónicas - ha sido bosquejado en la Figura 4.

Varias etapas pueden ser descriptas en la formación y división de la cuenca primitiva.

*1ra. Etapa:* En el comienzo el espacio a rellenar fue determinado por la elevación del bloque de basamento ubicado en el norte del Potrero de los Funes, con la consecuente emergencia de plutonitas y metamorfitas, cuya erosión produjo un abanico aluvial con dirección N-S y sentido S (Fig. 4). Este abanico fue construido por depósitos de flujos detríticos y de corrientes entrelazadas distributarias del cono de deyección. Existen evidencias de campo que indican que durante este proceso el bloque de basamento correspondiente a la Dorsal del Potrero, no configuraba un elemento positivo en la cuenca. A medida que ésta se iba extendiendo arealmente en sentido norte-sur, los depósitos se tornaban granodecrecientes.

*2da. Etapa:* En las etapas finales de relleno y presumiblemente con los sedimentos ya parcialmente diagenizados un segundo movimiento tectónico habría inclinado la pila sedimentaria hacia el SE, formando un homoclinal. Posteriormente se habría producido el levantamiento del bloque intermedio (Dorsal del Potrero). Esto habría generado otra etapa de erosión, no sólo de las rocas del basamento, sino de las sedimentitas de la Formación San Roque, dando lugar a la sedimentación de una nueva secuencia de color rojo de 14 a 20 m de espesor, con techo y base discordantes, que puede ser detectada en diversas localidades de la cuenca. Esta nueva sucesión de capas rojas fue denominada por Lippmann (1966) Formación Cruz de Piedra. El levantamiento de la Dorsal del Potrero produjo pliegues de arrastre en las inmediaciones de la zona de falla, con valores promedios de 45°, superpuestos a los rasgos tectónicos previos de la Formación San Roque. Los afloramientos alejados de la zona de falla conservan su inclinación de alrededor de 22°.

*3ra. Etapa:* Además de la erosión y deformación de la Formación San Roque, se formaron detritos psefíticos con bloques de gran tamaño, hasta 2 m, que dieron lugar a fanglomerados de edad pleistocena baja, denominados por Rivarola y Di Paola (1991) Fanglomerado del Potrero, el cual presenta un vector sedimentario que indica como área de procedencia elevaciones que se ubicarían en el SE de la Dorsal.

La elevación de la Dorsal del Potrero determinó la partición de la cuenca primitiva en las dos cuencas actuales del Potrero de los Funes y de Las Chacras.

### Edad

La edad del fallamiento inicial y del subsecuente relleno se ubica tentativamente en el lapso Mio-Plioceno, hasta tanto se obtengan elementos de juicio determinativos. Los aconteci-

mientos posteriores tales como la inclinación de la columna sedimentaria y el levantamiento de la Dorsal del Potrero se habrían producido en el Plioceno alto hasta el Pleistoceno bajo, en tanto que las fallas que afectan a los aglomerados y conglomerados del Fanglomerado del Potrero, indicarían actividad tectónica aun más reciente, presumiblemente en el Pleistoceno medio a alto.

### Conclusiones

Los afloramientos que se encuentran en las zonas de Las Chacras y del Potrero de los Funes son la respuesta sedimentaria al fallamiento del bloque de sierra en sentido predominante NO-SE, que formó una única área de recepción, que abarcó las actuales cuencas del Potrero y de Las Chacras.

La Dorsal del Potrero no era un elemento positivo activo durante la depositación de los detritos (Fig. 4).

El producto de la erosión de los bloques del basamento dio lugar a los depósitos de un abanico aluvial que caracteriza a la Formación San Roque.

Esta puede ser dividida en tres miembros: Inferior, Medio y Superior, cada uno de ellos con facies distintivas: fanglomerádicas (F1), fluviales (F2 y F3) y de barreal (F4).

En el Miembro Inferior se distingue un amplio predominio de la litofacies fanglomerádica Gms y de depósitos de carácter fluvial con canales activos, con litofacies Gms, Sp, Sh, y F1.

El Miembro Medio está constituido por depósitos de ríos entrelazados (F3) con litofacies Gms, Sh, Sp y Fm. Hacia el sur (localidad de San Roque) se torna más arenoso, los cuerpos conglomerádicos están más espaciados y aparecen lentes arcillosas (Fm).

El Miembro Superior (F4) se caracteriza por sedimentos de playa de barreal F1 y Fm.

La Formación San Roque constituye una única secuencia sedimentaria, con lo que quedaría definitivamente descartada la existencia de la Formación Las Mulitas en esta cuenca, identificada por otros autores en los sedimentos del barreal de la facies F4. Se considera que la Formación Las Mulitas debería ser redefinida en su área de origen, dado lo ambiguo de su correlación, tanto en superficie como en el subsuelo.

La Formación San Roque sería la respuesta sedimentaria al fallamiento de un hemigraben extensional que presenta varias etapas en su evolución.

La edad asignada al primer fallamiento y relleno de cuenca sería mio-pleistocena; el levantamiento de la dorsal, la formación de pliegues de arrastre en la Formación San Roque y la sedimentación de otras unidades sedimentarias, se ubicarían desde el Plioceno alto hasta el Pleistoceno bajo. Posteriores fallamientos se habrían producido en el Pleistoceno medio a alto.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con el apoyo del CONICET,

mediante un subsidio PID N° 3-010000/88; de la Universidad Nacional de San Luis, que proporcionó parte de los medios e infraestructura necesarios y del Museo Argentino de Ciencias Naturales. Los autores desean dejar expreso agradecimiento por los comentarios críticos y las sugerencias formuladas, a G. González Bonorino, también a los colegas que participaron en las campañas, E. Strasser, G. Tognelli, H. Sossi, M. González y a G. Jalfin por la bibliografía proporcionada. Los conceptos vertidos en este trabajo son exclusiva responsabilidad de los firmantes.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J. R. L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian). *Welsh Borders. Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Biondi, J. L., 1937. Informe geológico sobre el Departamento General Belgrano, Prov. de San Luis. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires 24 p. (Inédito, 0124).
- Biondi, J. L., 1938. Informe geológico de la zona del Departamento Capital, Prov. de San Luis. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. 29 p. (Inédito, 0125).
- Blissenbach, E., 1954. Geology of Alluvial Fans in Semiarid Regions. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 175-190.
- Di Paola, E. y González, M., 1993. Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 113-114.
- Di Paola, E. y Rivarola, D., 1992. Formación San Roque: modelo de relleno de una cuenca extensional en las localidades de Potrero de los Funes. Las Charcas, San Luis. 4<sup>º</sup> Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1 : 95-102.
- Di Paola, E., Lacreu H., Rivarola D. y Strasser E., 1990. Respuesta sedimentaria al diastrófismo cenozoico. Subcuenca Potrero de los Funes y Las Charcas, provincia de San Luis. 3<sup>º</sup> Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 114-118.
- Flores, M. A., 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Prov. de San Luis. *Actas 4<sup>º</sup> Jornadas Geológicas Argentinas*:311-327. Buenos Aires.
- Flores, M. A. y Criado Roque P., 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias pp. 567-579. Córdoba.
- González Bonorino, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 16 (1-2): 61-106.
- Kokogian D. A., Bogetti D. A., Rebay G. A., 1989. Cuenca Cuyana: El Análisis Estratigráfico Secuencial en la Identificación de Entrampamientos Estratigráficos sutiles. *Petrotecnica Revista*, 4: 21-29.
- Latrubesse, E., Ramonell, C. y Canalis, R., en prensa. Geomorphology of the Tectonic Depression of Las Chacras and adjacent Ranges. An evolutive regional pattern for the southern sector of the piedmont of the Sierra Grande de San Luis. Provincia de San Luis, Argentina. *Quarterly of Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*.
- Lippman M. J., 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas, y Naturales. Universidad Nacional de Buenos Aires 80 p. (Inédito).
- Manoni, R., 1985. Geología del subsuelo de la Cuenca de Beazley. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera época, 2 (4), setiembre 1985: 34-46.
- Miall, A. D., 1985. Architectural - Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Review*, 22: 261-308.
- Pascual, R. y Bondesio, P., 1981. Sedimentitas Cenozoicas. 7<sup>º</sup> Congreso Argentino de Geología. Relatorio: 117-154.
- Rivarola, D., 1990. Sedimentología de la Cuenca Potrero de los Funes, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis 142 p. (Inédito)
- Rivarola, D. y Di Paola, E., 1991. Psefitas pedemontanas del Potrero de los Funes, San Luis, Argentina. 6<sup>º</sup> Congreso Geológico Chileno Resúmenes Expandidos: 728-731.
- Rust, B. R., 1981. Sedimentation in an arid-zone Anastomosing Fluvial System: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (3): 745-755.
- Yrigoyen, M. R., 1981. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio del 7<sup>º</sup> Congreso Geológico Argentino: 7-32.

**Recibido:** 24 de agosto, 1990.

**Aceptado:** 6 de mayo, 1992.

## Caracterización faunística del Cuaternario marino del noreste de la Provincia de Buenos Aires

Marina L. AGUIRRE

División Paleozoología Invertebrados  
Museo de Ciencias Naturales La Plata, 1900 La Plata, Argentina.

**ABSTRACT.-** *Faunistic characterization of marine Quaternary deposits of northeastern Buenos Aires Province.* - Quaternary marine lithostratigraphic units between La Plata and Mar de Cobo are classified according to their biogenic content. The shelly fauna of the whole area may be considered roughly contemporaneous (Holocene). Faunal analysis confirms that the Canal 18 Member of Las Escobas Fm. and the estuarine facies of Mar Chiquita Fm. were deposited in protected low-energy environments, whereas the Cerro de la Gloria Member and marine facies of the same formations were deposited in littoral high energy environments (beach ridges). The Cerro de la Gloria Member is characterized by the dominance of *Mactra isabelleana* d'Orb., and by the abundance of stenohaline marine species from soft infralittoral bottoms, high faunal diversity and low specific density, and the high proportion of biogenic material. The high degree of fragmentation and abrasion provides evidence of transport along an extensive beach zone. The marine facies of the Mar Chiquita Fm. is characterized by the dominance of *Littoridina australis* (d'Orb.) and of supralittoral and intertidal microgastropods from hard bottoms, by very low species diversity and high density, and the predominance of the clastic material. The low degree of shell fragmentation and abundant presence of complete subspheric shells provided evidence of limited transport and accumulation by storm-waves in supralittoral and intertidal zones. The Canal 18 Member (Las Escobas Fm.) and estuarine facies (Mar Chiquita Fm.) have compositional differences related to the higher salinity of the latter, whereas the Pozo N° 17 Fm. may be transitional between these units.

### Introducción

Los depósitos marinos del Cuaternario ubicados en el sector costero bonaerense entre La Plata y Mar Chiquita (Fig. 1) están compuestos por sedimentos que en su mayor parte fueron atribuidos al «Platense marino» («cordones conchiles», Frenguelli 1945, 1957) y en la actualidad son incluidos en el Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas (Fidalgo *et al.* 1973) en la región de Bahía Samborombón y en la Formación Mar Chiquita en la zona homónima (Schnack *et al.* 1980) (Fig. 2). En su mayor parte constituyen «cordones conchiles» litorales o crestas de playa (Fidalgo *et al.* 1973; Spalletti 1980). Las edades radiocarbónicas obtenidas sobre conchillas de estos cordones oscilan entre aproximadamente 1400 y 8000 años A.P. (Tonni y Fidalgo 1978; Fidalgo *et al.* 1981; Schnack *et al.* 1980, 1982; Figini *et al.* 1984; Gómez *et al.* 1985, 1988).

Depósitos correspondientes a un ambiente diferente, pero equivalentes cronológicamente a los que constituyen los cordones, corresponden al Miembro Canal 18 de la Formación Las Escobas y a la Facies estuárica de la Formación Mar Chiquita.

En la descripción de las unidades litoestratigráficas citadas (Fidalgo *et al.* 1973; Schnack *et al.* 1980, 1982) se hace referencia a los componentes biogénicos presentes, e incluso se citan los taxa más característicos. No obstante, hasta la fecha no se ha intentado un estudio cuantitativo de detalle de estos componentes tendiente a establecer posibles diferencias y similitudes entre las unidades que los contienen y la posible existencia de diferentes unidades bioestratigráficas.

El objetivo de este trabajo es caracterizar las unidades litoestratigráficas citadas sobre la base de sus componentes biogénicos y sobre tal base establecer eventuales similitudes y diferencias en la composición faunística de las mismas. Para ello se ha usado abundante material con ubicación estratigráfica conocida, recolectado a lo largo de un área extensa, que también ha servido de base para conclusiones paleoecológicas presentadas en otros trabajos (Aguirre 1988, 1991a, 1991b).

El presente análisis no incluye unidades marinas más antiguas (Formación Pascua y Formación Destacamento Río Salado, Fidalgo *et al.* 1973; Fig. 2) presentes en la misma región, no obstante lo cual se han obtenido muestras de las mismas con fines comparativos.

El área de estudio (Fig. 1) se extiende entre las proximi-



dades de La Plata al norte (loc. 1) y Mar de Cobo al sur (loc. 27). Comprende una franja relativamente angosta de aproximadamente 10 a 20 km de ancho, subparalela a la ruta provincial número 11, que alcanza su máximo ancho (30-50 km) en la Bahía Samborombón. El límite occidental del área coincide en general con la línea de cordones conchiles más antiguos depositados durante el Holoceno, mientras que el límite oriental corresponde aproximadamente a la línea de costa actual.

Los cordones son fáciles de identificar por su aspecto característico de acumulaciones longitudinales, muy bien estratificadas, generalmente muy meteorizadas, subescalonadas y subparalelas entre sí y con respecto a la línea de costa actual.

Generalmente se encuentran cubiertos por una típica vegetación de talas (Frenguelli 1945), especialmente en la zona de La Plata- Bahía Samborombón donde alcanzan espesores relativamente importantes.

#### Antecedentes

Son varios los autores que dentro del área abordaron el estudio geológico de los sedimentos asignables al Cuaternario marino. Los trabajos publicados se refieren a aspectos geológicos generales o a otros más restringidos de índole geomorfológica, estratigráfica, geocronológica, sedimentológica y/o cronoestratigráfica.

Entre los autores clásicos merecen citarse Doering (1882), Ameghino (1889, 1908) y Frenguelli (1920, 1931, 1945, 1946, 1950, 1957). Más recientemente figuran los trabajos realizados en el litoral bonaerense por Tricart (1973); en la zona norte del área de estudio, desde La Plata a Bahía Samborombón, por Fidalgo (1979, 1983), Fidalgo *et al.* (1973, 1975 y 1981), Tonni y Fidalgo (1978) y Fidalgo y Martínez (1983); en el partido de Magdalena por Weiler *et al.* (1988); en la región centro de la Bahía Samborombón por Spalletti *et al.* (1987); en la zona de Laguna La Salada Grande y alrededores por Dangavs (1977, 1983) y Parker (1979); en los alrededores de Mar Chiquita por Schnack *et al.* (1980, 1982), Isla (1980), Fasano *et al.* (1982) y Weiler y González (1990) y en la planicie costera entre Villa Gesell y Faro Querandí por Violante (1988).

La malacofauna marina del Cuaternario se conoce principalmente a través de las obras de d'Orbigny (1834-1847, 1842-1844) y de Ihering (1895, 1897, 1907, 1909), y más recientemente del catálogo de Camacho (1966) sobre los invertebrados fósiles bonaerenses y de Carcelles (1944) y Castellanos (1967) sobre las formas actuales.

Son importantes además, los trabajos de diferentes autores sobre material de localidades ubicadas dentro del área de estudio o sobre especies discriminadas en la misma. Entre

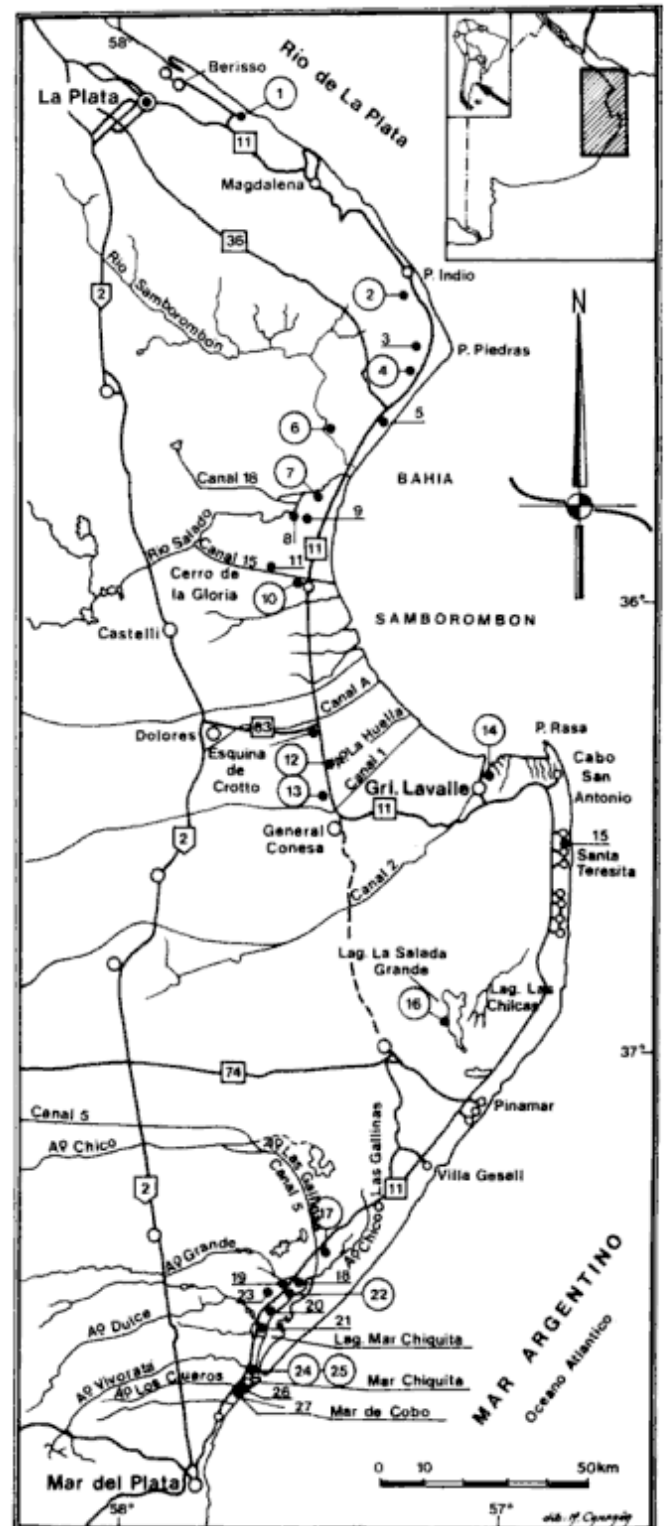


Figura 1. Área de estudio y localidades estudiadas. Localidades analizadas cuantitativamente encerradas en un círculo. Ver detalle en apéndice.

ellos merecen destacarse las contribuciones de Doello-Jurado (1915, 1916) sobre la fauna del Terciario de los alrededores de

La Plata y sobre un yacimiento de conchillas de Lomas de Zamora; Nágera-Ezcurra (1922) sobre la malacofauna del Cuaternario de General Lavalle; Wahnish (1939, 1942) sobre la fauna marina del Post-pampeano de General Lavalle y sobre invertebrados fósiles hallados en perforaciones de los alrededores de Buenos Aires; Parodiz (1948, 1962) quien estudió las ostras «pleistocenas», los moluscos marinos del Pleistoceno de la zona rioplatense y publicó listas de especies del «Pampeano» y «Post-pampeano» de varias localidades bonaerenses; Frenguelli (1920, 1945, 1946, 1956 y 1957) quien en sus trabajos geológicos mencionó especies de moluscos marinos recolectados en localidades de La Plata a Punta Piedras, en la Cuenca del Río Salado y en las proximidades de Mar Chiquita; Richards y Craig (1963) sobre los moluscos del Pleistoceno de la plataforma continental entre Argentina y Uruguay.

Más recientemente Aguirre (1988, 1991a y 1991b) efectuó un estudio sistemático y paleoecológico de los moluscos del Holoceno del noreste bonaerense, definiendo biofacies y asociaciones faunísticas a lo largo del área.

Es importante mencionar los trabajos de Farinati (1978, 1980, 1984, 1985), Farinati y Camacho (1980) y Chaar y Farinati (1988) sobre moluscos cuaternarios de depósitos conchales de los alrededores de Bahía Blanca, dado que son los más próximos al área de estudio. Del mismo modo merecen destacarse también entre otros los estudios realizados en localidades fosilíferas del Cuaternario de Uruguay por Figueiras (1967, 1969, 1974, 1976) y Figueiras y Broggi (1967, 1968a, 1968b, 1969 y 1971), además del estudio paleoecológico de Sprechmann (1978) y del sur de Brasil por Bianchi (1969), Da Costa (1971), Forti Esteves (1969, 1974, 1984) y Closs y Forti (1971).

## Material y métodos

Las muestras analizadas fueron recolectadas en 27 localidades, en la mayor parte de las cuales se levantaron perfiles detallados con cinta métrica (Figs. 1, 3 a 6). Las secciones estudiadas constituyen cortes naturales de cordones o bien cortes artificiales efectuados durante las obras de explotación de canteras o de pavimentación de la ruta provincial 11. El método de estudio del material se basó principalmente en el empleado por Hill *et al.* (1982) y parcialmente en el propuesto por Davies *et al.* (1989).

Se analizó cualitativamente el material biogénico de todas las muestras mediante la identificación taxonómica dentro de lo posible hasta nivel específico. En 14 localidades, representativas de la totalidad del área, también se analizó el contenido de las muestras cuantitativamente (Fig. 1).

Los taxa de gastrópodos y bivalvos discriminados y las

localidades estudiadas fueron analizados mediante la aplicación de los siguientes índices: *C*, constancia (número de ocurrencias de cada taxón en relación al número total posible de ocurrencias; varía de 0 a 1); *P*, porcentaje de presencia (número de muestras donde aparece el taxón en relación al número total de muestras multiplicado por 100; varía de 0 a 100); *Do*, dominancia (frecuencia media del taxón multiplicada por el porcentaje de presencia; varía de 1 a 100); y *F*, fidelidad (constancia del taxón en el grupo de colección en relación a la constancia en todas las colecciones; expresa la medida en que una especie es característica de una localidad); *d*, densidad específica (número total de taxa de cada localidad en relación al número total de localidades) y *D*, diversidad específica (número de taxa representados en la localidad en relación al número total de taxa expresado como porcentaje; varía de 0 a 100) (véase Damborenea *et al.* 1975; Boesch 1977; Matteucci y Colma 1982; Farinati 1984).

Presencia y constancia constituyen dos variables de las comunidades estrechamente relacionadas, pero no comparables exactamente entre sí. Mientras que para el índice de presencia cada dato proviene de la totalidad de las muestras y mide la probabilidad de encontrar una especie determinada en cualquier muestra obtenida al azar (puede estimarse sobre la base de unidades de tamaños variables), el índice de constancia se obtiene de datos que provienen de conjuntos de unidades muestrales de tamaño fijo (Matteucci y Colma 1982: 53).

## Síntesis geológica

La región de estudio (Figs. 1, 2) está ubicada en el área central y norte de la Llanura Chacopampeana (Fidalgo *et al.* 1975; Frenguelli 1946). En ella se han reconocido sedimentos superficiales del Cuaternario de origen continental (fluvial y lacustre o cólico) y marino; estos últimos representan el testimonio de las intrusiones marinas que tuvieron lugar en la región durante el Cuaternario tardío.

El sustrato sobre el cual se desarrolló el paisaje actual del área está constituido por sedimentos continentales que cronológicamente abarcan desde aproximadamente el Plioceno hasta el Pleistoceno superior; han sido estudiados con especial referencia a su contenido faunístico de vertebrados, sobre la base del cual se han reconocido distintas «Edades-Mamífero» (Pascual *et al.* 1965; Fidalgo *et al.* 1975). En el área estudiada los sedimentos mencionados han sido incluidos en los «pisos» «Ensenadense» (Pleistoceno medio) y «Bonaerense» (Pleistoceno superior) (Frenguelli 1957) o en el «Miembro Inferior» y «Miembro Superior» respectivamente de la Formación Pampiano (Fidalgo *et al.* 1975; Fidalgo 1983) (Fig. 2). En zonas próximas a ríos o lagunas se distribuyen más restringidamente sedimentos continentales que fueron inclui-

dos en el «Lujanense» y «Platense» y en conjunto referidos al Post-Pampeano por Frenguelli (1957). Corresponden a la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973) (Fig. 2).

Por encima de las unidades mencionadas se distribuyen irregularmente sedimentos eólicos, principalmente en zonas vecinas a lagunas o cauces fluviales, constituyendo generalmente depósitos de loess típicos (Fidalgo 1983). Ellos fueron denominados «Platense eólico» y «Cordobense» por Frenguelli (1957) y corresponden al E1 y E3 de Tricart (1973). Han sido incluidos en la Formación La Postrera por Fidalgo *et al.* (1973) (Fidalgo *et al.* 1975) y serían equivalentes a la Formación Faro Querandí de Schnack *et al.* (1980, 1982) (Fig. 2).

Estratigráficamente por encima de las unidades citadas, en el sector costero, tanto del Río de La Plata como del Océano Atlántico, se distribuyen según el esquema clásico de Frenguelli (1957) sedimentos marinos correspondientes a tres unidades estratigráficas (Fig. 2).

Más recientemente dentro de esta extensa región se han diferenciado tres conjuntos diferentes de unidades litoestratigráficas correspondientes a otras tantas áreas: una al norte, desde los alrededores de La Plata hasta Bahía Samborombón sur; una central, en la Laguna La Salada Grande; y por último una región sur en los alrededores de Mar Chiquita (Fig. 2).

**Región norte**

En esta región se reconocen tres unidades litoestratigráficas de origen marino (Fig. 2).

La unidad más antigua, compuesta por sedimentos arenosos de color castaño con fragmentos de valvas de moluscos generalmente muy fuertemente cementadas, se extiende desde los alrededores de La Plata, Magdalena, Punta Indio, Punta Piedras y Pipinas hasta la cuenca del Río Salado, acunándose pocos kilómetros al oeste de la ruta 11. Entre La Plata y Punta Piedras y en Puente de Pascua esta unidad alcanza alturas de 2 a 3 m s.n.m. actual. Estos sedimentos fueron denominados Formación Pascua (Fidalgo *et al.* 1973) y considerados equivalentes al «Belgranense» de Frenguelli (1957). Corresponderían a depósitos de playa acumulados por una ingresión marina que tuvo lugar en el Pleistoceno superior durante el Último Interglacial, bajo condiciones más cálidas y más húmedas (Fidalgo *et al.* 1973; Tonni y Fidalgo 1978; Fidalgo 1979).

La segunda unidad, más moderna, está compuesta por sedimentos arenosos y arenolimosos de color gris a verde azulado oscuro con abundante contenido de materia orgánica y escasos moluscos. Se extiende desde La Plata a Punta Piedras y en la Bahía Samborombón donde aflora en la playa

ERA	PERIODO	EPOCA	PROVINCIA DE BUENOS AIRES			REGION CENTRO	REGION SUR
			FRENGUELLI, J. (1957)	TRICART, J. (1973)	REGION NORTE <small>Fidalgo et al. (1973-1975), Tonni y Fidalgo (1978), Fidalgo (1979)</small>		
CUATERNARIO	PLEISTOCENO RECIENTE	EPOCA MAMIFERO POST-PASCUA (FIDALGO 1973)	ARIANENSE		ALUVIO		
			AMARENSE		DUNAS ARENOSAS		
CUATERNARIO	PLEISTOCENO MEDIANO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	CORDOBENSE		ARENAS		
			PLATENSE PLATENSE PLATENSE		FM LA FORMACION LAS ESCOBAS	Suño Puerto Berrondo	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	QUERANDINENSE	DUNKERQUIANO	FM Mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			LUJANENSE		FM LA FORMACION LAS ESCOBAS	Suño Puerto Callejón Viejo	FM FARO QUERANDI
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	LUJANENSE	E1 PLATENSE	FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			SONAERENSE BELGRANENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE	LUJANENSE E3 QUERANDINENSE	FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 1973)	ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado		FM FARO QUERANDI
			ENSENADENSE		FM Destaca mbrs. Río Salado	Suño Six Nombre	FM PUNTA MEDANOS
CUATERNARIO	PLEISTOCENO ANTIGUO	EPOCA MAMIFERO PRE-PASCUA (FIDALGO 19					

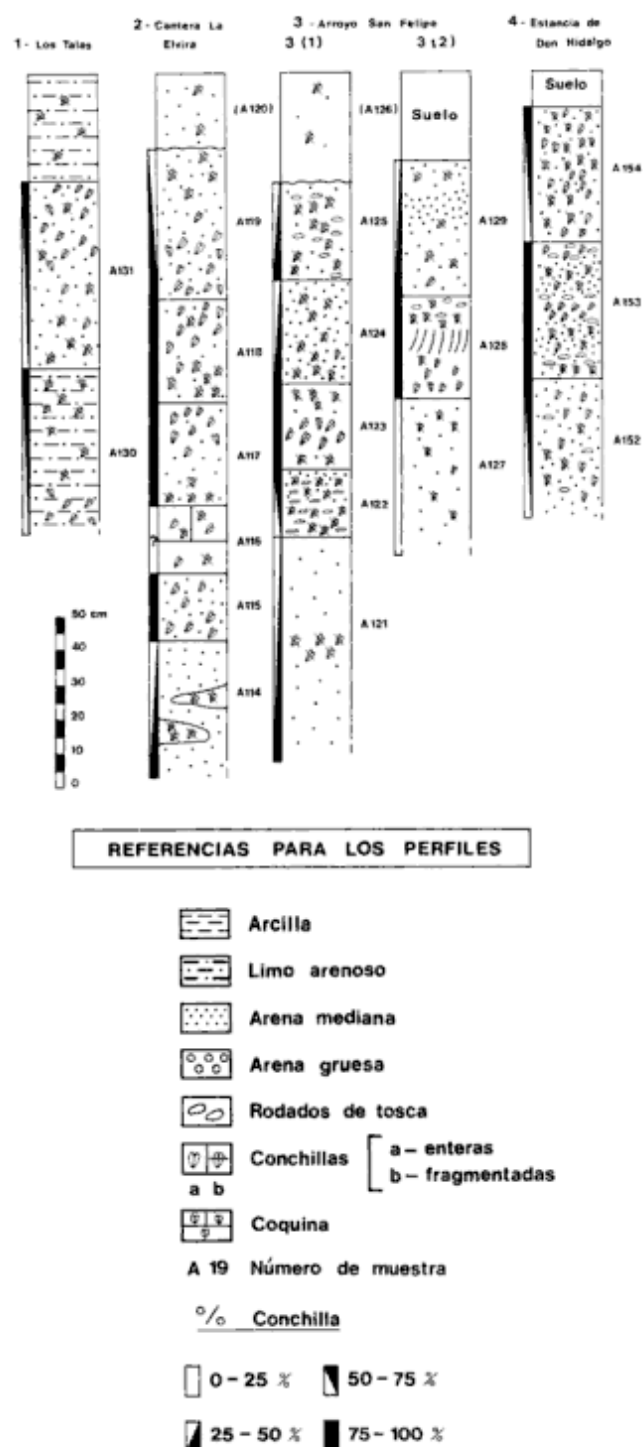


Figura 3. Depósitos de la región de Berisso-Punta Piedras. Localidades 1-4.

durante las mareas bajas con su típico olor fétido y amplio desarrollo de un cangrejal actual. Se interna en el continente desde la costa del Río de La Plata y del Océano Atlántico, pero nunca en la extensión que alcanza la tercera unidad (véase más adelante). Fue denominada Formación Destacamento Río Salado (Fidalgo *et al.* 1973) y considerada parcialmente equi-

valente al «Querandinense» de Frenguelli (1957). Representaría «depósitos de albufera o lagunas costeras» originados en una zona pantanosa con sedimentación mixta. Estos depósitos se habrían formado durante la Última Glaciación (Fase Pleniglacial según Fairbridge; en Tonni y Fidalgo 1978), en condiciones probablemente muy frías y muy secas, en un momento, inmediatamente posterior a la glaciación, en que el nivel del mar se estaba elevando. Cronológicamente corresponderían al Pleistoceno tardío-Holoceno temprano o más probablemente al Holoceno temprano (Fidalgo *et al.* 1973; Tonni y Fidalgo 1978; Fidalgo 1979).

Por encima de la Formación Destacamento Río Salado descansa en discordancia erosiva la tercera unidad, la más ampliamente distribuida en la región, constituida por sedimentos arenosos con valvas de moluscos generalmente muy abundantes. Esta unidad, denominada Formación Las Escobas, se extiende a lo largo de la región costera desde las proximidades de La Plata hasta el sur de Bahía Samborombón. Estos depósitos fueron acumulados por la última ingresión marina del Cuaternario, durante el Holoceno, y serían parcialmente equivalentes al «Platense marino» de Frenguelli (1957) correspondiendo a un nivel del mar más elevado que el actual, probablemente coincidente con el Hypsitermal en el sentido de Deevey y Flint (en Tonni y Fidalgo 1978). Es decir que cronológicamente corresponderían al Interglacial actual en condiciones relativamente cálidas (Fidalgo *et al.* 1973; Tonni y Fidalgo 1978; Fidalgo y Tonni 1978; Fidalgo 1979). La Formación Las Escobas (Fidalgo *et al.* 1973) está integrada por los miembros Cerro de la Gloria y Canal 18.

#### Región centro

En la región de Laguna La Salada Grande y alrededores se reconocen (Dangavs 1977, 1983) dos episodios transgresivos y dos regresivos durante el Holoceno (Fig. 2). Los depósitos correspondientes comprenden, en orden cronológico decreciente, las formaciones Salada Grande (ingresión), Los Zorzales (regresión), Las Chilcas (ingresión) y Resguardo Pesquero (regresión).

La Formación Salada Grande está integrada por dos facies o miembros: Miembro limo-arcilloso-arenoso, caracterizado por poseer componentes faunísticos y florísticos dulceacuícolas y salobres (facies mixohalina), y el Miembro de arena limosa, típico de ambiente de albufera, desde mixohalino a euhalino (facies euhalina) (Dangavs 1977). Esta unidad, a la que pertenecería la loc. 16, se extiende desde la parte norte de la laguna hasta aproximadamente 6 km al oeste (Dangavs 1977).

En la región ubicada al este de la Laguna La Salada Grande y mayormente en el subsuelo de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó se reconocen (Parker 1979)



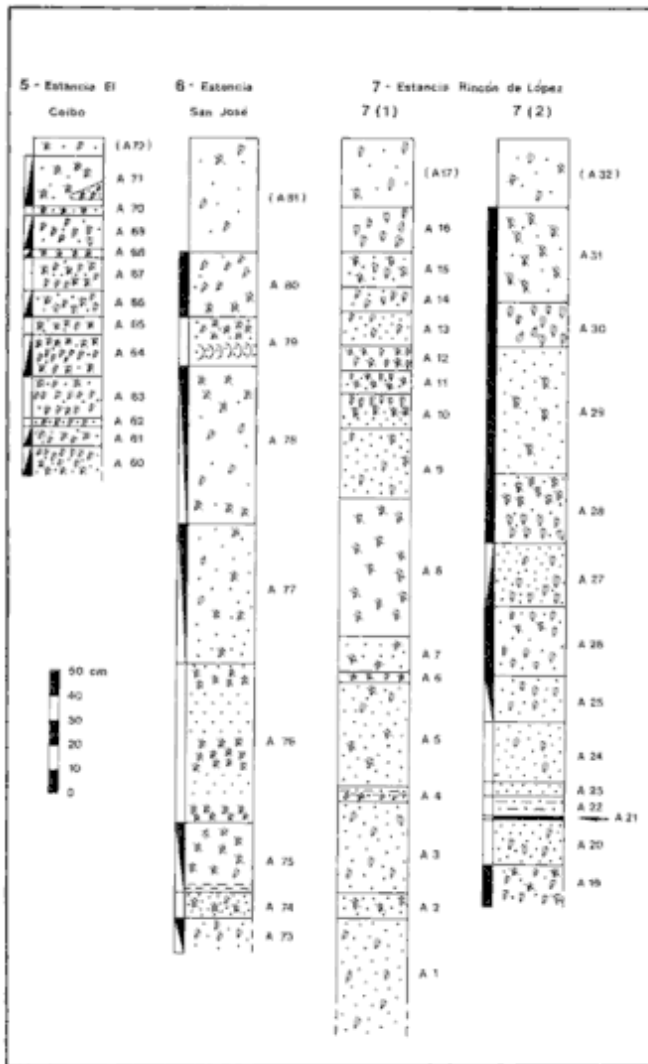


Figura 4. Depósitos de Bahía Samborombón norte y centro. Localidades 5 a 7.

sedimentos correspondientes a un solo ciclo marino transgresivo-regresivo del Holoceno a los que se incluye en la Formación Pozo N° 17 y se considera equivalentes a la Formación Las Escobas de Fidalgo *et al.* (1973) y a las formaciones reconocidas por Dangavs (1977) más al oeste.

La Formación Pozo N° 17 suprayace a las formaciones marinas del Pleistoceno, más antiguas, denominadas, en orden cronológico decreciente: Pozo N° 4, Pozo N° 10 y Pozo N° 8 (Parker 1979). Estas unidades se engranan lateralmente con los sedimentos pampeanos *s. l.*, y La Formación Pozo N° 4 sería equivalente a la Formación Pascua de Fidalgo *et al.* (1973) (Parker 1979) (Fig. 2).

**Región sur**

En el sector sur del área aquí estudiada, desde los alrededores de General Madariaga hasta Mar de Cobo se reconocen (Schnack *et al.* 1980, 1982; Fasano *et al.* 1982) (Fig. 2) sedi-

mentos continentales del Pleistoceno (Formación Santa Clara) y Holoceno (Limos Nahuel Rucá). En discordancia erosiva sobre estos sedimentos continentales del Pleistoceno se observan depósitos de facies marina y estuárica incluidos en la Formación Mar Chiquita. Todas las unidades mencionadas se encuentran cubiertas por sedimentos eólicos formando mantos de arena al oeste y por dunas costeras al este, denominados Formación Faro Querandí (Fasano *et al.* 1982) (Fig. 2).

**Características de la fauna**

*Preservación y origen del material*

Las acumulaciones conchiles estudiadas constituyen agregados de restos de organismos provenientes de más de una comunidad original. En las mismas existe mezcla de elementos de diferentes ambientes (especialmente bentónicos) y generaciones; consecuentemente pueden ser interpretadas como tafocenosis y las variaciones locales en la composición faunística a lo largo del área como tafofacies (Davies *et al.* 1989).

Estos depósitos están compuestos principalmente por conchillas de moluscos, enteras y fragmentadas, que han



Figura 5. Depósitos de Bahía Samborombón centro. Localidades 8 a 10.

sufrido con distinta intensidad los efectos del transporte post-mortem y de otros procesos tafonómicos, lo cual resulta en diferentes grados de disolución, ruptura, abrasión superficial, selección por tamaños, orientación dentro de los niveles portadores, etc..

Una característica saliente de los mismos es que la mayor parte de los bivalvos en todos los niveles muestreados está representada por valvas desarticuladas, dispuestas con diferentes orientaciones al azar y con la convexidad indistintamente dispuesta hacia arriba o abajo. Esto corroboraría el transporte sufrido por el material y un ambiente de depositación de energía relativamente alta. El número similar o idéntico de valvas izquierdas y derechas de bivalvos en la mayor parte de los niveles y la proporción de conchillas enteras/fragmentadas indican que, en general, el transporte no habría sido muy alto. Este sería variable según las localidades y los niveles dentro de una misma localidad, y dentro de un mismo estrato algunas especies habrían sido más transportadas que otras.

En lo referente a la preservación del material, las conchillas discriminadas en toda el área de estudio presentan en general

un aspecto relativamente «reciente», muy similar al observado en restos de representantes vivientes de los mismos taxa en las costas bonaerenses o del Uruguay y sur de Brasil. Más aún, se recolectaron algunos ejemplares, generalmente de pequeño tamaño, que conservan su típica ornamentación intacta, así como también su brillo y coloración naturales y, más raramente, bivalvos con las valvas unidas por restos de ligamento.

Los ejemplares enteros mejor preservados se discriminaron en muestras con abundante arena mediana a gruesa, principalmente en los cordones conchiles de la región sur (loc. 22 y 24). Sin embargo, en la mayor parte de los niveles (Figs. 3 a 6) las conchillas fragmentadas son muy abundantes o componen la totalidad de los mismos (loc. 1 a 14, y 24; Fig. 7). La intensidad de fragmentación es variable y depende no sólo del tipo de conchillas, sino también del transporte y del ambiente final de depositación.

En muestras provenientes de la facies que forma los cordones es frecuente observar la presencia de especies representadas únicamente por fragmentos o por escasas valvas sueltas, junto con abundantes ejemplares enteros de otros taxa, en el caso de los bivalvos generalmente con un número aproximadamente similar de valvas izquierdas y derechas. Se asume que estos últimos no habrían sido transportados muy lejos desde su habitat original y representarían probablemente los componentes autóctonos o los elementos más abundantes de las comunidades originales. Los primeros, en cambio, habrían sufrido mayor transporte, acumulándose lejos de su ambiente de origen. Sobre estas observaciones fueron definidas asociaciones faunísticas y se caracterizó el probable ambiente original de la fauna estudiada (Aguirre 1988; 1991b).

#### Composición

La macrofauna registrada en el área está compuesta fundamentalmente por moluscos gastrópodos (83,8%, 37 especies) y bivalvos (13,8%, 25 especies) (Tabla 1). Asociados a ellos se identificaron también otros invertebrados representados en orden de abundancia por: artrópodos (*Balanus* sp., quela de *Brachyura* indent.), briozoos (*Membranipora* cf. *lacroixi* Aud.), poliplacóforos (*Chaetopleura isabellei* d'Orb.), cnidarios (*Astrangia rathbuni* Vaugh.) y anélidos (*Mercierella enigmatica* Fauv.), que en conjunto sólo constituyen el 2,4% de la totalidad de los especímenes registrados en el área de estudio. Se reconocieron además foraminíferos, ostrácodos y micromoluscos que no fueron considerados aquí.

La fauna en su conjunto está integrada por un número mayoritario de especies bentónicas marinas estenohalinas, correspondientes a un ambiente nerítico de relativamente poca profundidad, con representantes de la zona infralitoral y del intermareal, de fondos principalmente arenosos a relativamente consolidados localmente (Tabla 2a, b). De acuerdo con

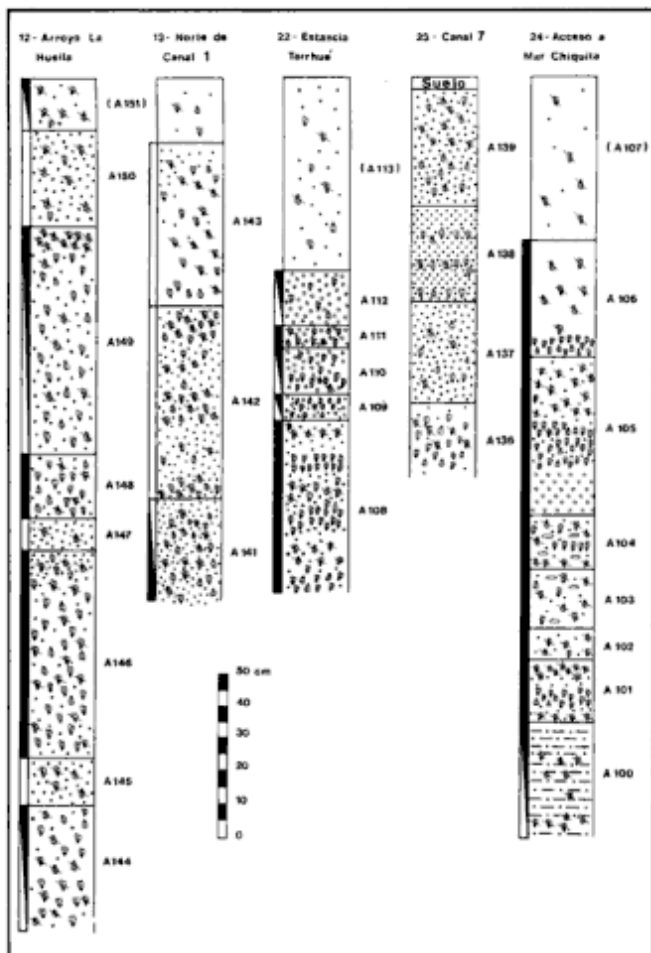


Figura 6. Depósitos de la región de Bahía Samborombón sur y Mar Chiquita. Localidades 12 a 24.

la frecuencia relativa de las diferentes especies es posible establecer que los taxa mejor representados no son marinos típicos, sino principalmente de mezcla (ya sea salobres o polihalinos) o marinos eurihalinos y corresponderían a ambientes tales como los que actualmente se observan en Punta Rasa y Mar Chiquita (Aguirre 1988, 1991a, 1991b), Laguna de Los Patos (Bemvenuti *et al.* 1978; Capitoli *et al.* 1978), Montevideo (Cachés 1980; Layerle y Scarabino 1984) y Bahía Blanca (Elías 1985; Bremec 1986b).

Los gastrópodos son más abundantes que los bivalvos en la mayor parte de los depósitos, tanto en número de especies como de individuos. La comparación cualitativa de las localidades, sobre la base de los gastrópodos y bivalvos discriminados, revela que la mayor parte de los taxa (aproximadamente el 60%) está representada a lo largo de todo el área y que muy pocas especies son exclusivas o selectivas de alguna localidad o región dentro de la misma. Las especies abundantemente representadas son pocas, mientras que la mayor parte de los taxa está presente con pocos individuos. Esto surge claramente de la aplicación de índices a cada taxón de gastrópodos y bivalvos presente a lo largo del área (**constancia, presencia y dominancia**) o en cada localidad (**fidelidad**) y a las localidades comparadas sobre la base de su contenido faunístico total (**densidad específica y diversidad faunística**) (Tabla 1).

Un rasgo evidente de esta fauna es la diversidad relativamente baja que la caracteriza, relacionada probablemente con una gran inestabilidad ambiental (o baja predictabilidad ambiental; véase Scott, 1976: 37), propia de comunidades originales de mezcla en sentido amplio.

No se reconocieron variaciones verticales en la composición faunística dentro de un mismo depósito, sino sólo diferencias locales en la distribución y abundancia de las especies en sentido latitudinal a lo largo de la región de estudio. Por lo tanto, la presencia y ausencia de los diferentes taxa en las localidades estarían determinadas por las variaciones ecológicas del habitat original y no tienen valor como indicadores cronológicos, tal como fue establecido para otros depósitos marinos similares del Cuaternario tardío del Uruguay (véase Sprechmann 1978).

#### Distribución de los taxa (Tabla 1)

Constancia (C): Las especies presentes en la totalidad o en la mayor parte de los depósitos estudiados son: 0,9 = *Littoridina australis*; 0,8 = *Mactra isabelleana*, *Tagelus plebeius*, *Pitar rostratus*, *Corbula patagonica*; 0,5 = *Crepidula protea*, *Olivella puelchana*, *Nucula obliqua*, *Mactra* aff. *isabelleana*. En conjunto representan organismos estuariales y marinos eurihalinos de fondos blandos y preferentemente de la zona

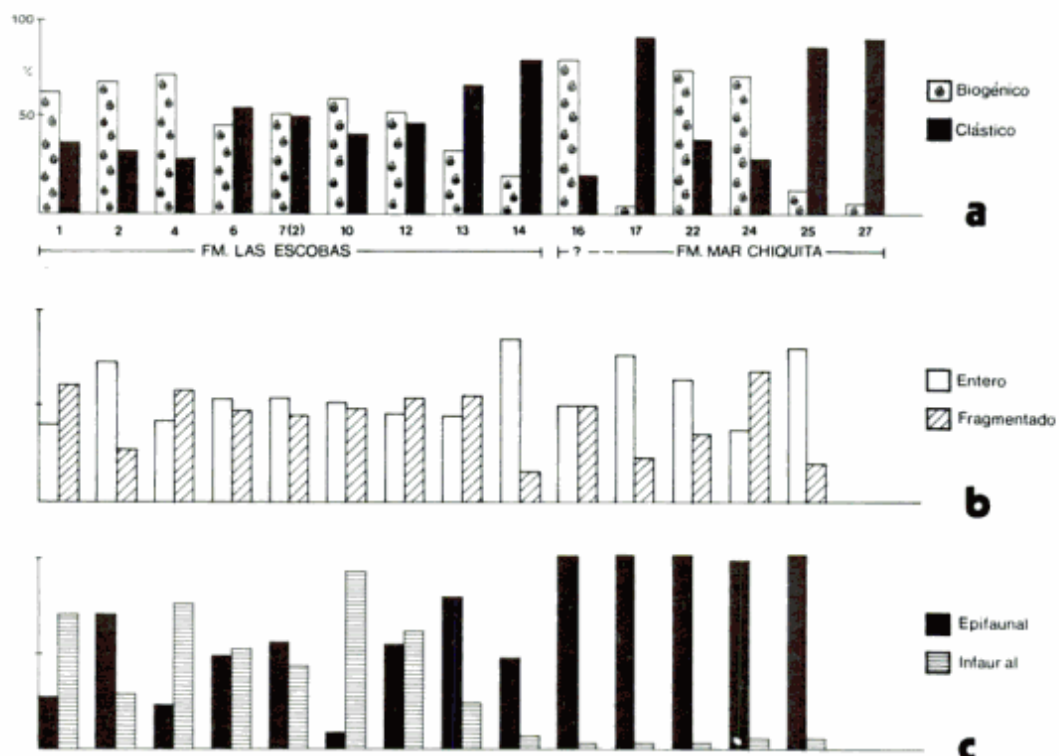


Figura 7. Porcentaje de componentes en las localidades. a, contenido biogénico y clásico, b, conchillas enteras/fragmentadas, y c, modo de vida de la fauna predominante.





infralitoral superior (hasta 40-50 ? m) o del intermareal (Tabla 2, 3).

**Presencia (P):** Los taxa con mayor porcentaje de presencia resultan ser también los más constantes, pero en orden diferente de importancia. Ellos son: 92,6% = *L. australis*; 81,5% = *T. plebeius*, *C. patagonica*; 77,8% = *M. isabelleana*, *P. rostratus*; 70,4% = *Ostreac. equestris*; 55,5% = *O. puelchana*, *N. obliqua*, *M. aff. isabelleana* (Tabla 1).

Los resultados de este mismo índice en depósitos similares de los alrededores de Bahía Blanca (véase Farinati 1984) coinciden en general con los obtenidos aquí. Involucran, sin embargo, un número mayor de especies marinas estenohalinas, mientras que *Erodona mactroides* alcanza valores del 95% y *M. isabelleana* no figura entre los bivalvos más importantes. La fauna de esos depósitos correspondería a un ambiente con mayor influencia marina (de mayor gradiente de salinidad) que los aquí estudiados.

**Dominancia (Do):** Este índice es una estimación de la abundancia relativa de las especies en las muestras donde se encuentran. Los taxa dominantes en el área (en una secuencia en orden decreciente de importancia) son: *L. australis*, *Littoridina parchappii*, *M. isabelleana*, *P. rostratus*, *E. mactroides*, *Co. patagonica*, *T. plebeius*, *M. aff. isabelleana*, *Nucula nucleus* (Tabla 1; Figs. 8, 9). En general, representan al mismo tiempo los más constantes, con excepción de *E. mactroides*, bivalvo de ambiente salobre que sólo está presente en las localidades 1, 4 y 14 (región norte) y de *L. parchappii*, gastrópodo dulceacuícola presente con exclusividad en la loc. 16 (región centro) (Fig. 1).

**Fidelidad:** La aplicación de este índice a los moluscos presentes en las localidades analizadas cuantitativamente (véase Material y Métodos y Fig. 1) permitió diferenciar tres categorías de especies: **exclusivas** (E; aparecen restringidas a una localidad dada), **selectivas** (S; aparecen preferencialmente en una localidad dada, pero también ocasionalmente en otras) y **neutrales** (aparecen en cualquiera, sin mostrar preferencia por una localidad determinada, representadas en este trabajo por la mayor parte de las especies) (Tabla 1; véase Matteucci y Colma 1982).

#### Análisis de las localidades

Se determinaron la densidad y la diversidad específica para cada localidad. Ambos índices fueron contrastados entre sí y los resultados son coincidentes.

**Densidad específica (d):** La densidad específica es en general baja. Los máximos valores (loc. 24; loc. 3; loc. 6 y 7; loc. 22; Tabla 1) corresponden a depósitos que cuentan con mayor número de especies marinas estenohalinas asociadas a las especies salobres dominantes.

**Diversidad faunística (D):** Los resultados de este índice

permiten corroborar la apreciación cualitativa de que la diversidad del área estudiada es en general baja (Tabla 1). La riqueza de especies en el área es escasa en comparación con otros depósitos conchiles similares del Cuaternario marino del sur de la Provincia de Buenos Aires y sur del Brasil (Closs y Forti 1971; Forti Esteves 1974; Farinati 1985).

Generalizando, la máxima diversidad corresponde a depósitos de la región norte del área estudiada, donde predominan asociaciones indicadoras de ambientes de mezcla pero con mayor influencia de especies marinas estenohalinas, principalmente en las loc. 24 y 2 (Aguirre 1988). La diversidad más baja se observa en depósitos de la región sur y en las loc. 11 y 14; en general con dominancia de *L. australis*, predominio de la fracción clástica y la menor proporción de material biogénico fragmentado (Fig. 7), características que junto con la fauna corroborarían un ambiente de menor salinidad de tipo albuférico.

#### Caracterización faunística de las unidades litoestratigráficas

*Formación las Escobas.* (Figura 8).

La Formación Las Escobas (Fidalgo 1979) se extiende desde los alrededores de La Plata hasta pocos kilómetros al sur de Esquina de Crotto (Fig. 1), en una línea norte-sur a ambos lados de la ruta provincial 11, internándose aproximadamente 10 km hacia el oeste con su máxima extensión en la cuenca del Río Salado (hasta 30-50 km) y está cubierta por sedimentos eólicos de la Fm. La Postrera (Fidalgo 1979) (Fig. 2).

Ha sido observada en las localidades 1 a 13 y con dudas en la loc. 14 (General Lavalle; Fig. 1). Los depósitos de la loc. 15 parecieran ser, por sus características faunísticas, intermedios entre los de formaciones Las Escobas y Mar Chiquita.

*Miembro Cerro de la Gloria.* («cordones conchiles»).

Esta facies consiste de abundantes conchillas enteras y fragmentadas según los niveles. Constituye los típicos «cordones litorales» («Platense marino», Frenguelli 1957) que se disponen a lo largo de la franja costera con una dirección subparalela a la línea de costa actual, pudiendo alcanzar varios kilómetros de longitud, pocos metros de ancho (hasta aproximadamente 20-30 ? m) y hasta 5 m de espesor; en la cuenca del Río Salado y sur de Bahía Samborombón se acuña aproximadamente 10-20 km al oeste de la ruta 11. Los sedimentos de esta unidad fueron interpretados como típicos depósitos de playa de poca profundidad o probablemente formados como barras sublitorales (Fidalgo *et al.* 1973 y comunic. pers.). Las dataciones radiocarbónicas efectuadas sobre conchillas de moluscos, huesos o evaporita provenientes de sedimentos de este miembro dieron edades aproximadas que oscilan entre

Tabla 2. Requerimientos ecológicos de la fauna discriminada: gastrópodos. Profundidad (en metros). Referencias con Tabla 3.

CARACTERISTICAS ECOLOGICAS TAXA	AMBIENTE			ZONACION				SUSTRATO		PROFUNDIDAD	MODO DE VIDA			TIPO TROFICO				
	OLIGOHALINO MARINO	SALOBRE		SUPRALITORAL	MESOLITORAL	INFRALITORAL	CIRCALITORAL	BLANDO	DURO		*APLICADO*	VAGANTE	SEMI-INFOUNAL	INFOUNAL	HERBIVORO	CARNIVORO		FILTRADOR
																ACTIVO	PASIVO	
<i>Diodora patagonica</i>	●			●	●			●		10-55	●			●			○	
<i>Tegula patagonica</i>	●			●	●			●				●		●				
<i>Littoridina australis</i>		●		●	●			●				●	◐				●	
<i>Littoridina parchappii</i>	●							●										
<i>Crepidula aculeata</i>	●			●	●			●				●					●	
<i>Crepidula protea</i>	●			●	●		●	●		→120	●						●	
<i>Crepidula cf. onyx</i>						●		●		20-24	●						●	
<i>Crepidula dilatata</i>	●					●		●			●						●	
<i>Natica isabelleana</i>	●			●	●			●		20-72	●		◐				●	
<i>Epitonium georgettinum</i>	●			●	●		●	●		→+110	●	◐		●			●	
<i>Triphora nigrocincta</i>	●	●		●	●			●		→20	●			●				
<i>Trophon cf. pallidus</i>	●	●					●	●		→150	●						●	
<i>Urosalpinx rushi</i>	●							●			●						●	
<i>Zidona angulata</i>	●						●	●		→175	●						●	
<i>Adelomelon brasiliense</i>	●						●	●		20-77	●						●	
<i>Volutidae gen et. sp. indet.</i>	●							●			●							
<i>Olivancillaria brasiliense</i>	●			●	●			●		→30	●	◐	◐				●	
<i>Olivancillaria auricularia</i>	●			●	●			●		4-5	●	◐	◐				●	
<i>Olivancillaria carcellesi</i>	●			●	●			●		10-22	●	◐	◐				●	
<i>Olivella puelchana</i>	●			●	●			●		12-63	●		◐				●	
<i>Buccinanops lamarckii</i>	●			●	●			●	●	5-60	●						●	
<i>Buccinanops gradatum</i>	●			●	●			●	●	→64	●						●	
<i>Buccinanops deformis</i>	●			●	●			●		10-40	●						●	
<i>Buccinanops globulosum</i>	●			●	●			●		10-20	●						●	
<i>Buccinanops sp.</i>	●			●	●			●			●	◐					●	
<i>Dorsanum moniliferum</i>	●			●	●			●	●	→40	●						●	
<i>Anachis cf. avara</i>	●			●	●			●	●		●						●	
<i>Anachis cf. obesa</i>	●			●	●			●	●	→20	●						●	
<i>Drillia patagonica</i>	●			●	●		●	●		c.100	●						●	
<i>Mangelia cf. purissima</i>	●						●	●		60-100	●							
<i>Mangelia sp.</i>	●						●	●			●						●	
<i>Turbonilla uruguayensis</i>	●							●		6-36	●	◐					●	
<i>Turbonilla americana</i>	●							●			●	◐					●	
<i>Turbonilla fasciata</i>	●			●	●			●			●	◐					●	
<i>Cylichna crispula</i>	●							●		50	●	◐					●	
<i>Actaeocina candei</i>	●							●	●	12-50	●		●				●	
<i>Siphonaria lessoni</i>	●			●	●			●	●		●			●				
<i>Biomphalaria peregrina</i>	●							●	●		●			●				

Tabla 3. Requerimientos ecológicos de la fauna discriminada: bivalvos. Profundidad (en metros), profundidad de enterramiento (en cm).

TAXA	CARACTERISTICAS ECOLOGICAS		ZONACION		SUSTRATO	PROFUNDIDAD	MODO DE VIDA			INDICE DE ENTERRAMIENTO (B. R. I.; STANLEY, 1970)	PROFUNDIDAD DE ENTERRAMIENTO	TIPO TROFICO	
	OLIGOHALINO	AMBIENTE MARINO SALOBRE	ZONA "LITORAL"				EPI FAUNA	INFAUNA				FILTRADOR POR IMPACTO	DETRITIVORO
			SUPRALITORAL	SUB LITORAL				CEMENTANTE	SUPERFICIAL PROFUNDO ENTERRANTE				
		CIRCALITORAL	BLANDO DURO	CEMENTANTE	EPIBISADO SEMI-IFAUNAL	CEMENTANTE	EPIBISADO SEMI-IFAUNAL	CEMENTANTE	EPIBISADO SEMI-IFAUNAL				
Nucula nucleus	●		●	●	●	→2000	●					●	
Nucula obliqua	●		●	●	●	→120	●					●	
Noetia bisulcata	●		●	●	●		●	● ?	0,1			●	
Glycymeris longior	●		●	●	●	16-63	●					●	
Mytilus edulis	●	●	●	●	●	40-50	●				→1	●	
B. rodriguezi	●	●	●	●	●		●	●				●	
Ostrea equestris	●	●	●	●	●		●					●	
Ostrea cf. equestris	●	●	●	●	●		●					●	
Diplodonta patagonica	●		●	●	●	→100	●	●				●	
Carditamera puppyi	●		●	●	●	→200	●	●				●	
Macra isabelleana	●	●	●	●	●	→75	●	●	1			●	
M. aff. isabelleana	●	●	●	●	●		●	●				●	
Raeta plicatella	●	●	●	●	●	4-40	●	●				●	
Macoma uruguayensis	●		●	●	●	<1	●	●			15-20	●	
Abra aequalis	●		●	●	●	6→2000	●	●			25-40	●	
Tagelus plebeius	●	●	●	●	●		●	●	0,4		→30	●	
Pitar rostratus	●		●	●	●	4-160	●	●				●	
A. brasiliana	●	●	●	●	●	40-42	●	●	0,3	1		●	
Petricola lapicida	●		●	●	●		●	●				●	
P. pholadiformis	●		●	●	●		●	●				●	
Corbula patagonica	●		●	●	●		●	●				●	
Erodona mactroides	●	●	●	●	●		●	●			→10	●	
C. lanceolata	●		●	●	●		●	●				●	
Lyonsia alvarezii	●		●	●	●	50-86	●	●		3		●	
Entodesma patagonicum	●		●	●	●	12-55	●	●				●	

REFERENCIAS TABLAS 1 Y 4

		C	P (%)
+	MUY ALTA	≥0,7	≥70
●	ALTA	≥0,5	≥50
●	MODERADA	≥0,3	≥30
○	BAJA	≤0,1	≥10
▶	MUY BAJA	<0,1	<10
E	EXCLUSIVA		
S	SELECTIVA		
◆	PREDOMINANTE		

REFERENCIAS TABLAS 2 Y 3

●	PREDOMINANTE
○	MICROFAGO
→	HASTA
▶	OCASIONALMENTE
*	BACTERIOFAGO
<	MENOS DE

2000 y 7500 años A.P. (Figini *et al.* 1984), corroborando su correspondencia al Holoceno.

Está representado en las loc. 1 a 13, excepto la 11. A pesar de que no existen estudios estratigráficos para la región sur de la Bahía Samborombón, se puede observar que los depósitos conchales existentes en la zona de Esquina de Crotto-General Conesa (loc. 12 y 13) son una continuación de los estudiados por Fidalgo *et al.* (1973) en la cuenca del Salado (región centro de la Bahía Samborombón).

De las ocho localidades representativas de este miembro analizadas cuantitativamente (Fig. 1), en seis (loc. 1, 2, 4, 6, 10 y 12) es mayoritario el porcentaje de *Macra isabelleana* (Bivalvia), siguiendo en importancia *Littoridina australis*.

La fauna que caracteriza o es exclusiva de este miembro (fig. 8; Tabla 4) está representada por los siguientes taxa y sus porcentajes: *Crepidula dilatata* (1,50), *Natica isabelleana* (0,01-0,4), *Triphora cf. nigrocincta* (0,75), *Urosalpinx rushi* (0,04-0,4), *Zidona angulata* (0,04-0,07), *Adelomelon brasiliana* (0,02), *Olivancillaria brasiliana* (0,02), *O. auricularia* (0,03), *O. carcellesi* (0,02-0,4), *Buccinanops lamarckii* (0,01-0,5), *B. gradatum* (0,02), *B. deformis* (0,01-0,2), *B. globulosum* (0,02-0,05), *Anachis cf. avara* (0,05-1,20) (Gastropoda) y *Noetia bisulcata* (0,03-7,3), *Anomalocardia brasiliana* (0,1-0,43), *Petricola pholadiformis* (0,7), *Erodona mactroides* (0,1-20,6) (Bivalvia).

Otras especies presentes preferencialmente en estos cordones, aunque no exclusivas, son: *Crepidula aculeata* (0,002-0,80%), *C. protea* (0,02-3,08%), *Epitonium georgettinum* (0,07-0,40), *Buccinanops sp.* (0,04-1,20%), *Dorsanum moniliferum* (0,07%), *Cylichna crispula* (0,03-0,15%) (Gastropoda), y *Ostrea cf. equestris* (0,04-2,30%), *Macra isabelleana* (16,6-94,06%), *Pitar rostratus* (0,10-10,20%), *Corbula patagonica* (0,12-3,90%).

Las especies mencionadas se encuentran asociadas formando agregados recurrentes de taxa que responderían a diferencias locales en las características ambientales de la unidad. Estas «asociaciones» (Kauffman y Scott 1976: 21) fueron definidas en trabajos previos (Aguirre 1988, 1991 a, 1991 b) y se resumen aquí:

1- *M. isabelleana* - *O. cf. equestris* - *I. sedis*: presente en la mayor parte de los depósitos de esta unidad, principalmente en las loc. 6, 7 y 10.

2- *T. plebeius*, *E. mactroides*, *A. aequalis*, *M. cf. uruguayensis*, *O. auricularia*, *O. carcellesi*: en las loc. 1, 4, 12 (y en las loc. 14)

3- *N. bisulcata*, *A. cf. avara*, *D. moniliferum*, *T. cf. nigrocincta*, *E. georgettinum*, *Z. angulata*, *C. protea*, *T. cf. pallidus*, *E. patagonicum*, *C. aculeata*, *D. patagonica*, *P. rostratus*, *C. dilatata patagonica*, *U. rushi*, *B. cochlidium*, *Balanus sp.*: en loc. 2.

4- *Ad. brasiliana*, *B. gradatum*, *O. brasiliana*, *An. brasiliana*: en la muestra 26 de la loc. 7 (2) (Fig. 4).

5- *Buccinanops sp.*, *B. globulosum*, *B. deformis*, *Mangelia sp.*, *T. fasciata*, *N. isabelleana*: en las loc. 6 y 7 (2).

Analizando los índices obtenidos para este miembro (Tabla 4) se observa que las especies más constantes son en su mayoría gastrópodos (20 especies) y algunos bivalvos (6 especies), entre los que se destacan *N. bisulcata*, *Anomalocardia brasiliana*, y *E. mactroides*. La fauna con mayor porcentaje de presencia está representada por: 100% = *M. isabelleana*; 92,3% = *O. cf. equestris*, *Co. patagonica*, *P. rostratus*; 92% = *L. australis*; 85% = *N. bisulcata*; 77% = *B. lamarckii*, *T. plebeius*. Las especies dominantes en orden de importancia son: *M. isabelleana* ( $\bar{x}$  = 53,5%), *L. australis* ( $\bar{x}$  = 35,4%), *E. mactroides*, *P. rostratus*, *Co. patagonica*, *O. cf. equestris*, *N. bisulcata*, *C. protea*, *C. dilatata*, *B. lamarckii*.

La densidad específica es mínima en esta unidad (Tabla 4) mientras que la diversidad faunística es en general la más alta de las tres unidades consideradas. Los mayores valores (loc. 2, 3, 6 y 7; Tabla 1) corresponden a depósitos ubicados relativamente próximos a la línea de costa actual en los que el número de individuos es comparativamente bajo y la influencia de especies marinas estenohalinas es mayor indicando mayores variaciones locales en las condiciones ambientales donde el gradiente de salinidad sería fundamentalmente polihalino. La loc. 2 representaría un extremo de las características ambientales correspondientes a la Formación Las Escobas (principalmente sustrato más consolidado y gradiente polieuhalino). Por otro lado, los depósitos de los cordones más internos (más antiguos), especialmente los representados por las loc. 12 y 13, presentan menor diversidad y mayor número de individuos y corresponden a un ambiente de menor salinidad (i.e. mixohalino; Aguirre 1988, 1991a).

En lo referente a la preservación, la mayor parte de los niveles diferenciados de esta facies están integrados prácticamente en su totalidad por conchillas fragmentadas. Los mayores grados de trituración se observan en las loc. 7 (2), 10, 12 y 13 de la zona de Bahía de Samborombón, en especial en la loc. 4 de Punta Piedras; éstas representarían un ambiente de mayor energía que las restantes a lo largo del área.

La proporción de material clástico es generalmente menor o aproximadamente equivalente a la del material biogénico (Fig. 7) y predomina una matrix compuesta por arena mediana a fina o arenolodosa. Concordantemente, las especies predominantes son infaunales, típicas de fondos blandos infralitorales (i.e. *M. isabelleana*) (Tablas 2, 3). La fauna de moluscos en conjunto es indicativa de un ambiente original somero, de energía relativamente más baja, y de aguas más calmas y profundas que las correspondientes a la Fm. Mar Chiquita, típico de bahía abierta (Parker 1976), pese a que en



**Tabla 4.** Fauna característica de las unidades litoestratigráficas del área de estudio. Determinación de índices (véase explicación de la Tabla 1). Esta tabla corresponde al Miembro Cerro de la Gloria de la Fm. Las Escobas y a la facies marina de la Fm. Mar Chiquita; ■ = en el Miembro Canal 18 constituye la única fauna discriminada (véase loc. 11; Tabla 1); ▲ = presente en la facies estuárica de esta unidad (véase loc. 25 y 27; Tabla 1). Referencias con Tabla 3.

CARACTERÍSTICAS (%)	FM. LAS ESCOBAS	FM. POZO Nro.17	FM. MAR CHIQUITA							
CONCHILLAS	51	20	44							
SEDIMENTO	49	80	56							
C. ENTERAS	54	50	63							
C. FRAGMENTADAS	46	50	37							
FRAGMENTOS 2830 µm	47	65	31							
FRAGMENTOS 2830 - 1410 µm	37	25	29							
FRAGMENTOS 1410 - 730 µm	16	10	40							
TAXA	INDICES									
	(9 Localidades)				(1 Localidad)		(4 Localidades)			
	C	P	Do	F	C	Do	C	P	Do	F
<i>Diodora patagonica</i> (d'Orb.)	▶	▶						+	▶	
<i>Tegula patagonica</i> (d'Orb.)	▶	○						+	●	
<i>Littoridina australis</i> (d'Orb.)	○	+	2		●	1	▲	+	+	1
<i>Littoridina parchappii</i> (d'Orb.)	-	-			+	2	▲	-	○	
<i>Crepidula aculeata</i> (Gm.)	●	●						-	○	
<i>Crepidula protea</i> d'Orb.	+	●	8				▲	▶	●	
<i>Crepidula cf. onyx</i> Sow.	▶	▶						+	▶	
<i>Crepidula dilatata</i> Lamk.	+	○	9	E				-	-	
<i>Natica isabelleana</i> d'Orb.	+	○		E				-	-	
<i>Epitonium georgettinum</i> (Kien.)	+	○		E				○	▶	
<i>Triphora nigrocincta</i> Adams	+	▶						-	-	
<i>Trophon cf. pallidus</i> (Brod.)	+	○						▶	▶	
<i>Urosalpinx rushi</i> Pilsb.	+	▶		E				-	-	
<i>Zidona angulata</i> Swains.	+	○		E				-	-	
<i>Adelomelon brasliana</i> Lamk.	+	○		E				-	-	
<i>Volutidae</i> gen et. sp. indent.	▶	▶					E	●	▶	E
<i>Olivancillaria brasliana</i> (Chemn.)	+	○		E				-	-	
<i>Olivancillaria auricularia</i> (Lamk.)	+	○		E				-	-	
<i>Olivancillaria carcellesi</i> Klapp.	+	●		E				-	-	
<i>Olivella puelchana</i> (d'Orb.)	●	●	9		●		▲	●	●	9
<i>Buccinanops lamarckii</i> (Kien.)	+	+	10	E				-	-	
<i>Buccinanops gradatum</i> (Desh. in Lamk.)	+	○		E				-	-	
<i>Buccinanops deformis</i> (King)	+	○		E				-	-	
<i>Buccinanops globulosum</i> (Kien.)	+	●		E				-	-	
<i>Buccinanops</i> sp.	●	●			+			▶	▶	
<i>Dorsanum moniferum</i> (Val.)	+	▶						-	-	
<i>Anachis cf. avara</i> (Say)	+	○		E				-	-	
<i>Anachis cf. obesa</i> (Adams)	●	▶						+	●	
<i>Drillia patagonica</i> (d'Orb.)	-	▶						+	▶	
<i>Mangelia cf. purissima</i> (Streb.)	●	○					▲	●	○	
<i>Mangelia</i> sp.	●	○					▲	●	○	
<i>Turbonilla uruguayensis</i> Pilsb.	●	○						●	○	
<i>Turbonilla americana</i> (d'Orb.)	-	▶						+	▶	
<i>Turbonilla fasciata</i> (d'Orb.)	●	○						○	▶	
<i>Cyllichna crispula</i> Wats.	+	▶						○	▶	
<i>Actaeocina candei</i> (d'Orb.)	▶	▶						+	○	
<i>Siphonaria lessoni</i> (Blainv.)	-	-					E	+	▶	E
<i>Biomphalaria peregrina</i> (d'Orb.)	+	○					▲	+	○	
<i>Nucula nucleus</i> (Linn.)	▶	○			○		▲	+	○	5
<i>Nucula obliqua</i> (Lamk.)	▶	○			▶		▲	+	+	6
<i>Noetia bisulcata</i> (Lamk.)	+	+	7	E				-	-	
<i>Glycymeris longior</i> (Sow.)	-	-						●	▶	E
<i>Mytilus edulis</i> Linn.	●	○						●	○	
<i>Brachidontes rodriguezii</i> (d'Orb.)	▶	○					▲	+	+	3
<i>Ostrea equestris</i> Say	▶	○						●	○	8
<i>Ostrea cf. equestris</i> Say	+	+	6					▶	○	
<i>Diplodonta patagonica</i> (d'Orb.)	●	○						▶	○	
<i>Carditamera quppyi</i> Dall	○	▶						+	●	
<i>Maetra isabelleana</i> d'Orb.	+	+	1					▶	○	4
<i>Maetra aff. isabelleana</i> d'Orb.	▶	○			▶	3		+	+	2
<i>Raeta plicatella</i> Lamk.	■	○					▲	+	○	
<i>Macoma uruguayensis</i> (Smith)	▶	▶						+	▶	
<i>Abra aequalis</i> (Say)	+	○						○	○	
<i>Tagelus plebeius</i> (Lightf.)	■	+			●	4	▲	○	+	
<i>Pitar rostratus</i> (Koch)	+	+	4		▶		▲	▶	●	
<i>Anomalocardia brasliana</i> (Gm.)	+	○		E				-	-	
<i>Petricola lapicida</i> (Chemn.)	●	○		E				●	▶	
<i>Petricola pholadiformis</i> Lamk.	●	▶		E				-	-	
<i>Corbula patagonica</i> d'Orb.	▶	○	5		▶		▲	○	+	7
<i>Erodona mactroides</i> Bosc.	+	○	3	E			▲	-	-	
<i>Cyrtopleura lanceolata</i> (d'Orb.)	▶	●					▲	▶	○	
<i>Lyonsia alvarezii</i> d'Orb.	-	-						+	▶	E
<i>Entodesma patagonicum</i> (d'Orb.)	▶	○					▲	+	○	
DIVERSIDAD FAUNISTICA (D) (%)		90				16			71	
DENSIDAD ESPECIFICA (d) (%)		6,3				10			11,2	

estos cordones se reconocieron los máximos valores de trituración del material (Fig. 7, Tabla 4).

Una zona intermareal amplia y con escasa pendiente (Aguirre 1988, 1991 a, 1991 b) donde habría tenido lugar el continuo movimiento y arrastre de conchillas relativamente grandes y comprimidas, poco esféricas (valvas de *Maetra*, *Pitar*, *Ostrea*, *Tagelus*, *Erodona*) explicarían el gran desgaste del material, ocasionando los grados de fragmentación máximos en esta unidad.

La fauna registrada, sus requerimientos ecológicos y la preservación permitirían asumir un origen probablemente en el «foreshore» y zona de rompimiento (mesolitoral y sublitoral) para la mayoría de estos depósitos.

#### Miembro Canal 18.

Esta unidad, representada en las loc. 11 y 14, se extiende hacia el interior del continente una distancia mucho mayor que los cordones litorales. Está integrada por sedimentos aerolimosos o arcillosos correspondientes a un ambiente de playa o de laguna costera que fueron estudiados principalmente en el Canal de Las Escobas (en proximidades de la loc. 11; Fidalgo *et al.* 1973; Tonni y Fidalgo 1978; Fidalgo 1979). Las edades isotópicas obtenidas sobre bivalvos en posición de vida (aproximadamente 6300 a 7000 años C-14 A.P.; Fidalgo *et al.* 1981) corroboran su correspondencia al Holoceno.

La escasa fauna, típicamente estuarial, que lo integra (Tablas 1 a 3) está representada exclusivamente por bivalvos, en su mayoría enteros y completos: *Maetra isabelleana*, *Raeta plicatella*, y predominantemente *Tagelus plebeius* generalmente en posición de vida. Los requerimientos ecológicos de esta fauna, principalmente de *R. plicatella* (véase Harry 1969) y *T. plebeius* (véase Stanley 1970; Holland y Dean 1977), los bajos índices de densidad y diversidad específicas (Tabla 4), su excelente preservación y las abundantes valvas cerradas en posición de vida corroboran un ambiente de mezcla de muy baja energía, con sustrato blando compuesto por sedimentos finos areno-limosos o lodosos tal como fuera propuesto por otros autores sobre bases geológicas (Fidalgo *et al.* 1973; Tonni y Fidalgo 1978).

#### Formación pozo N° 17.

Esta unidad fue estudiada en la loc. 16. Lamentablemente en el sector costanero ubicado al sur de la Bahía Samborombón los depósitos marinos del Pleistoceno-Holoceno se encuentran mayormente cubiertos por médanos (Parker 1979), por lo que es dificultoso efectuar otros muestreos de superficie.

Presenta un alto volumen de material biogénico, proporciones equivalentes de material biogénico entero y fragmentado (Fig. 7, Tabla 4) y el predominio de los gastrópodos (principalmente del género *Littoridina*) sobre los bivalvos es

muy marcado, tal como ocurre en los afloramientos de la Fm. Mar Chiquita. Los máximos valores de constancia fueron registrados para los gastrópodos *Buccinanops* sp. y *Littoridina parchappii*. Dado que esta unidad fue analizada sobre la base de una sola muestra toda la fauna presenta el mismo índice de presencia (100%). La fauna dominante está representada, en orden de importancia, por *Littoridina australis* y *L. parchappii*, siguiendo *Maetra isabelleana* y *Tagelus plebeius*.

Por las características faunísticas esta unidad resultaría intermedia entre las formaciones Las Escobas y Mar Chiquita, característica que también muestra el índice de densidad específica (Tabla 4). La diversidad faunística es muy baja coincidiendo con un ambiente de mezcla, probablemente oligomixohalino (Aguirre 1988), más estrechamente relacionado con facies estuárica de la Fm. Mar Chiquita (loc. 17, 25, 27).

#### Formación Mar Chiquita. (Figura 9).

Está representada en la región sur del área desde la línea de costa actual hasta 10-15 km hacia el interior del continente. La Formación Mar Chiquita fue observada en las localidades 17 a 27.

Sedimentos de facies marina («cordones conchiles»): Esta facies se extiende a ambos lados de la ruta 11 y se apoya mediante superficies de erosión sobre sedimentos continentales pleistocenos (paleoacantilados y paleoplataformas de abrasión, Schnack *et al.* 1980). Se presenta en cordones litorales compuestos por depósitos bien estratificados, inclinados ligeramente en dirección hacia el mar, con escasos rodados limolíticos y abundantes conchillas de moluscos, en su mayoría gastrópodos muy pequeños, alternando con capas arenosas (Fasano *et al.* 1982); son en general de menor espesor (1,6 a 4,3 m s.n.m.) que los de la Bahía de Samborombón. Las edades radiocarbónicas obtenidas sobre conchillas enteras de moluscos (algunas en posición de vida) de estos sedimentos oscilan entre aproximadamente 3000 y 4000 años A.P. (Schnack *et al.* 1980, 1982).

Está representada típicamente en las loc. 21 a 24 (y con dudas en las loc. 18, 20 y 26).

En esta facies predominan los microgastrópodos representados principalmente por *Littoridina australis* ( $\bar{x}$  = 70,8%) y también *Olivella puelchana*, *Tegula patagonica*, *Cylichna crispula*, *Actaeocina candei*, y *Turbonilla* spp. Los bivalvos son escasos, destacándose principalmente *Nucula* spp., *Carditamera guppyi*, y *Corbula patagonica*.

Las especies exclusivas de esta facies son *Siphonaria lessoni* (0,01%) y *Lyonsia alvarezii* (0,01-0,02%) (Tabla 4). Otros taxa presentes preferentemente en la misma, aunque también se encuentran en algunas localidades de la Formación

Las Escobas, son: 0,01% = *Diodora patagonica*; 0,003-0,20% = *T. patagonica*; 55,8-99,1% = *L. australis*; 0,01-0,90% = *O. puelchana*; 0,004-0,06% = *Anachis cf. obesa*; 0,008-0,1% = *A. candei* (Gastropoda) y 0,01-7,20% = *Nucula nucleus*; 0,06-5,50% = *Nucula obliqua*; 0,05-2,70% = *Brachidontes rodriguezii*; 0,01-7,1% = *Ostrea equestris*; 0,004% = *Diplodonta patagonica*; 0,02-1,60% = *C. guppyi*; 0,10-6,01% = *Macra aff. isabelleana*; 0,04% = *Raeta plicatella*; 0,04-0,30% = *Cyrtopleura lanceolata* (Bivalvia).

La fauna mencionada se halla formando asociaciones faunísticas que caracterizan esta facies y que fueron definidas en trabajos previos (Aguirre 1988, 1991 a):

1- *M. aff. isabelleana*, *B. rodriguezii*, *N. nucleus*, *T. patagonica*, *N. obliqua*, *C. guppyi*, *C. patagonica*, *O. equestris*, *Turbonilla uruguayensis*, *O. puelchana*; típicamente en las loc. 22 y 24.

2- *Petricola lapicida*, *Turbonilla americana*, *S. lessoni*, *L. alvarezii*, *Macoma uruguayensis*, *Mangelia cf. purissima*, *A. candei*, Volutidae gen. et sp. indet., *L. australis*, *Drillia patagonica*, *C. crispula*, *A. cf. obesa*; en la loc. 24.

3- *R. plicatella*, *Mytilus edulis*; en la muestra 109 de la loc. 22.

Dentro de la fauna más constante (Fig. 9, Tabla 4) se destacan 8 taxa de gastrópodos y 9 bivalvos: *Diodora patagonica*, *Tegula patagonica*, *Credipula onyx*, *Drillia patagonica*, *Turbonilla americana*, *Actaeocina candei*, *Siphonaria lessoni* (Gastropoda) y *Raeta plicatella*, *Macoma uruguayensis*, *Cyrtopleura lanceolata*, *Lyonsia alvarezii*, *Entodesma patagonicum*, *Nucula obliqua*, *Macra aff. isabelleana* y *Brachidontes rodriguezii*.

Los taxa con mayor porcentaje de presencia son *L. australis*, *N. obliqua* (100%), *O. equestris*, *M. aff. isabelleana*, *T. plebeius*, *C. patagonica* (91%) y *B. rodriguezii* (82%). Mientras que las especies dominantes, en orden de importancia, son: *L. australis*,

*M. aff. isabelleana*, *N. nucleus*, *N. obliqua*, *C. patagonica*, *O. equestris*, y *O. puelchana*.

A diferencia del Miembro Cerro de la Gloria de la Fm. Las Escobas, en estos depósitos el número promedio de individuos es muy alto; concordantemente la densidad específica es máxima (Tabla 4). La diversidad faunística es en general más baja que la del Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas, pero superior a la de la Fm. Pozo N° 17. El máximo valor se obtuvo en la loc. 24, ubicada muy próxima a la línea de costa, que representaría un extremo dentro del rango de las condiciones ambientales que caracterizan a las Fm. Mar Chiquita (principalmente sustrato más variado y mayor salinidad; Aguirre 1988, 1991 a).

En estos depósitos predomina una matrix compuesta por arena mediana a gruesa, excepto en las loc. 18, 22 y 24 donde es mayor el contenido biogénico (Fig. 7). Los ejemplares enteros mejor preservados de toda la región estudiada fueron encontrados en muestras de arena gruesa de esta unidad y pertenecen mayormente a los taxa de microgastrópodos mencionados.

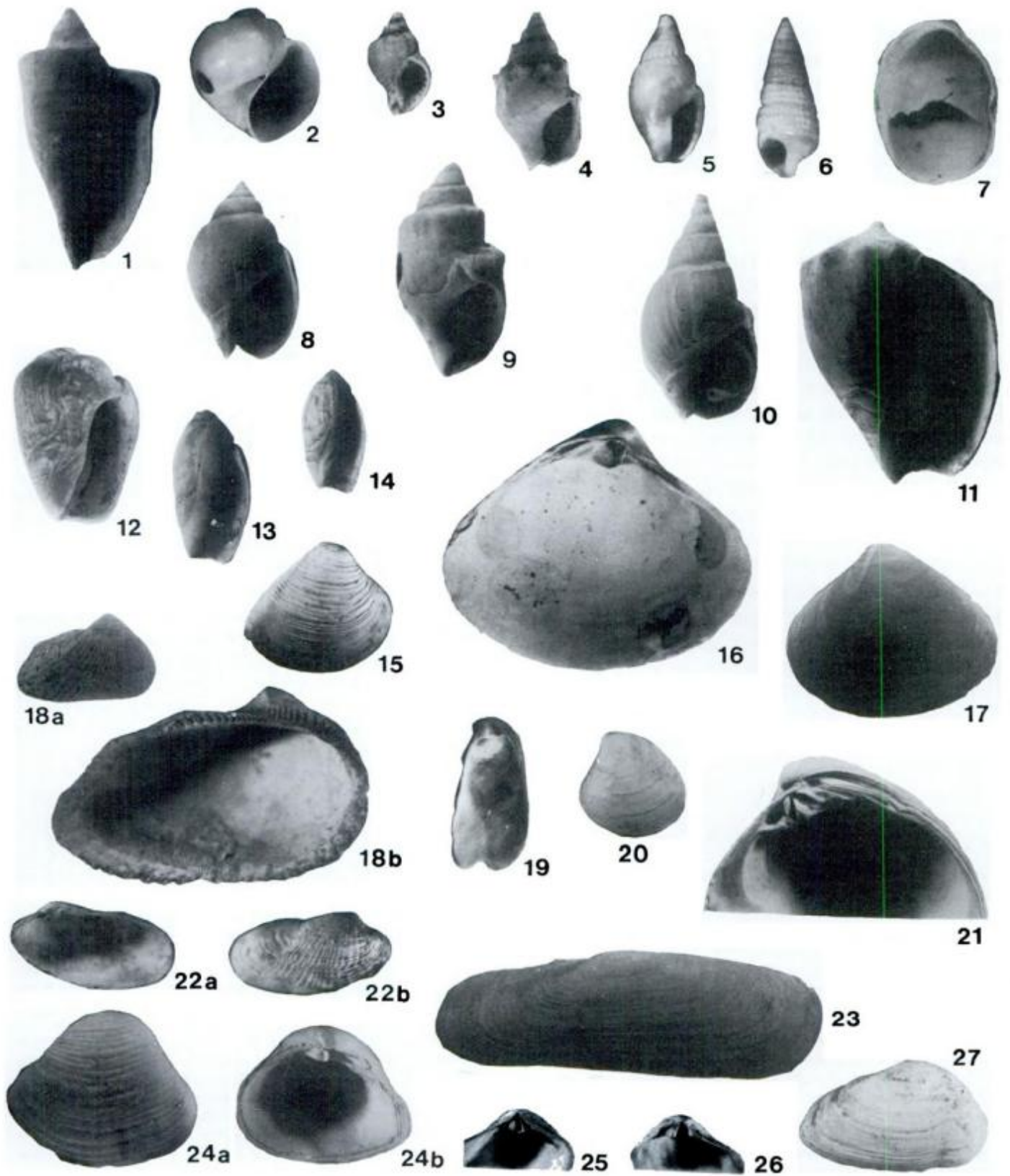
La mayor proporción de conchillas fragmentadas en esta facies (y de toda el área de estudio) se registró en la loc. 24 ( $\bar{x}$  = 69,3%), donde también es máximo el grado de trituración ( $\bar{x}$  = 31,8% y 37,5% correspondientes a fragmentos cuyo tamaño oscila entre 1410 y 730  $\mu$ m). Pero en las restantes localidades predominan ejemplares enteros muy bien preservados, de pequeño tamaño, con conchillas subsféricas (*Littoridina*, *Olivella*, etc.). Estas necesitarían una velocidad de corriente comparativamente mayor para ser movidas (Menard y Boucot 1951) que las valvas comprimidas predominantes en Bahía Samborombón (i.e. *Macra* spp.).

En la loc. 24 la presencia de conchillas resistentes y robustas (*Tegula*, *Diodora*, *Corbula*, *Pitar*, *Macra*) fuertemente fragmentadas junto con ejemplares muy bien preserva-

Fig. 8. Fauna representativa de la Formación Las Escobas.

1. *Zidona angulata* (Swains.), x 0,5, Estancia San José (loc. 6; Holoceno), MLP 25932. 2. *Natica isabelleana* (d'Orb.), x 6, Estancia San José (loc. 6; Holoceno), MLP 25939. 3. *Urosalpinx rushi* Pilsb., x 1, «Platense» del camino Magdalena-Punta Indio (Holoceno), MLP 1392. 4. *Dorsanum moniliferum* (Val.), x 1, «Platense» de Magdalena (Holoceno), MLP 1358. 5. *Anachis cf. avara* (Say), x 6, Estancia San José (loc. 6; Holoceno), MLP 25935. 6. *Triphora nigrocincta* (Adams), x 6, Arroyo San Felipe (loc. 2; Holoceno), MLP 25934. 7. *Credipula protea* d'Orb. Vista interior, x3, Cantera La Elvira (loc. 2; Holoceno), MLP 25938. 8. *Buccinanops globulosum* (Kien.), x 1, «Querandinense» del Arroyo Claromecó (Holoceno), MLP 1353. 9. *Buccinanops deformis* (King), x 1, «Platense» de la margen del Río Salado (Holoceno), MLP 1362. 10. *Buccinanops lamarckii* (Kien.), x 1, Estancia Rincón de López (loc. 7; Holoceno), MLP 25937. 11. *Adelomelon brasiliana* (Lamk.), x 0,5, Estancia Rincón de López (loc. 7; Holoceno), MLP 25932. 12. *Olivancillaria brasiliana* (Chemn.), x 1, Estancia Rincón de López (loc. 7; Holoceno), MLP 25936. 13. *Olivancillaria auricularia* (Lamk.), x 1, «Platense» de La Plata (Holoceno), MLP 1364. 14. *Olivancillaria carcellesi* Klapp, x 1, «Platense» de Los Talas (Holoceno), MLP 6332. 15. *Anomalocardia brasiliana* (Gm.), exterior de valva derecha, «Platense» del camino Magdalena-Punta Indio (Holoceno), MLP 1902. 16-17. *Macra isabelleana* d'Orb., 16, interior de valva izquierda, x 1, «Cuaternario» del camino de La Plata-Mar del Plata (Holoceno), MLP 4020. 17, exterior de valva derecha, x 1, Estancia Rincón de López (loc. 7; Holoceno), MLP 25944. 18. *Noetia bisulcata* (Lamk.), «Platense» del camino Magdalena-Punta Indio (Holoceno), MLP 2277. 18 a, exterior de valva derecha, x 1; 18 b, interior de valva izquierda, x 2. 19. *Ostrea cf. equestris* Say, interior de valva izquierda, x 1, Estancia Rincón de López (loc. 7; Holoceno), MLP 21941. 20-21. *Pitar rostratus* Koch, 20, interior de valva derecha, x 1, «Querandinense» del Arroyo Las Brusquitas (Holoceno), MLP 2482; 21, exterior de valva izquierda, x 1, Los Talas (loc. 1; Holoceno), MLP 25946. 22. *Petricola pholadiformis* (Lamk.), valva derecha, x 3, Cantera La Elvira (loc. 2; Holoceno), MLP 25940; 22 a, interior; 22 b, exterior. 23. *Tagelus plebeius* (Lightf.) exterior de valva derecha, x 1, Canal de Las Escobas (loc. 11; Holoceno), MLP 25943. 24. *Corbula patagonica* d'Orb., valva derecha, x 3, Estancia Rincón de López (loc. 7; Holoceno), MLP 25942; 24 a, exterior; 24 b, interior. 25-27. *Erodona maeroides* Bosc.; 25, interior de valva izquierda, x 0,5, «Querandinense» de Baradero (Holoceno), MLP 1948; 26, interior de valva derecha, x 0,5, «Querandinense» del Río Matanza (Holoceno), MLP 4031; 27, exterior de valva derecha, x 0,5, General Lavalle (loc. 14; Holoceno), MLP 25945. MLP (División Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales de La Plata).







dos de otras conchillas muy frágiles (*Cylichna*, *Epitonium*, *Crepidula* spp., *Turbonilla* spp., *Nucula* spp., *Lyonsia*, etc.) permitiría asumir que las primeras habrían sufrido mayor transporte desde su habitat original y que esta localidad correspondería a un ambiente final de depositación de alta energía.

La fauna de estas facies es indicativa de sustrato más variado y en general más consolidado que el del Mb. Cerro de La Gloria de la Fm. Las Escobas, lo que se deduce de la abundancia de moluscos epifaunales e intermareales (Tablas 2 a 4; Fig. 7). Esto último también indica menor profundidad y mayor energía del medio, en un ambiente original probablemente en proximidad con la base de ola (Parker 1976). A pesar de la alta energía general del medio, la abundancia de especies típicas de aguas litorales muy someras y el menor transporte de conchillas explicaría el menor grado de abrasión de las mismas en comparación con los cordones de la Fm. Las Escobas. Especialmente considerando que las acumulaciones de esta facies habrían sido producto de olas de tormenta y su depositación habría tenido lugar en el «backshore» («swash zone», supralitoral; véase Ottman 1967; Komar 1976).

La fauna es indicativa además de un ambiente mixohalino con pocas variaciones locales (Aguirre 1988, 1991 a). Esto estaría avalado por amplia dominancia de *L. australis*, la abundancia de *Mercierella enigmatica* (Polychaeta) y por la presencia de ostrácodos (*Cyprideis*, *Limnocythere*, *Pampacythere*, *Leptocythere*, *Cytherura*; Schnack et al. 1982) cuyo habitat corresponde a aguas con rango de salinidad entre 5 y 10‰, principalmente 5‰ (R. Whatley, com. pers.).

Sedimentos de facies estuárica: Esta facies de la Fm. Mar Chiquita se extiende a lo largo de la zona costera desde la línea

de costa hasta las proximidades de la ruta 11. Está compuesta por sedimentos areno-arcillosos gris verdosos, sin estructuras visibles, con muy escasas valvas de moluscos, representando un ambiente de depositación de carácter salobre en condiciones pantanosas. Presentan alturas máximas de 2,4 m s.n.m. actual y las edades radiocarbónicas estimadas sobre conchillas de esta unidad oscilan entre aproximadamente 1400 y 2900 años A.P. (Fasano et al. 1982; Schnack et al. 1982).

Está representada típicamente en las loc. 25 y 27 y con dudas en las loc. 17 y 19 en las que los sedimentos finos, principalmente arcillosos o lodosos, son muy abundantes.

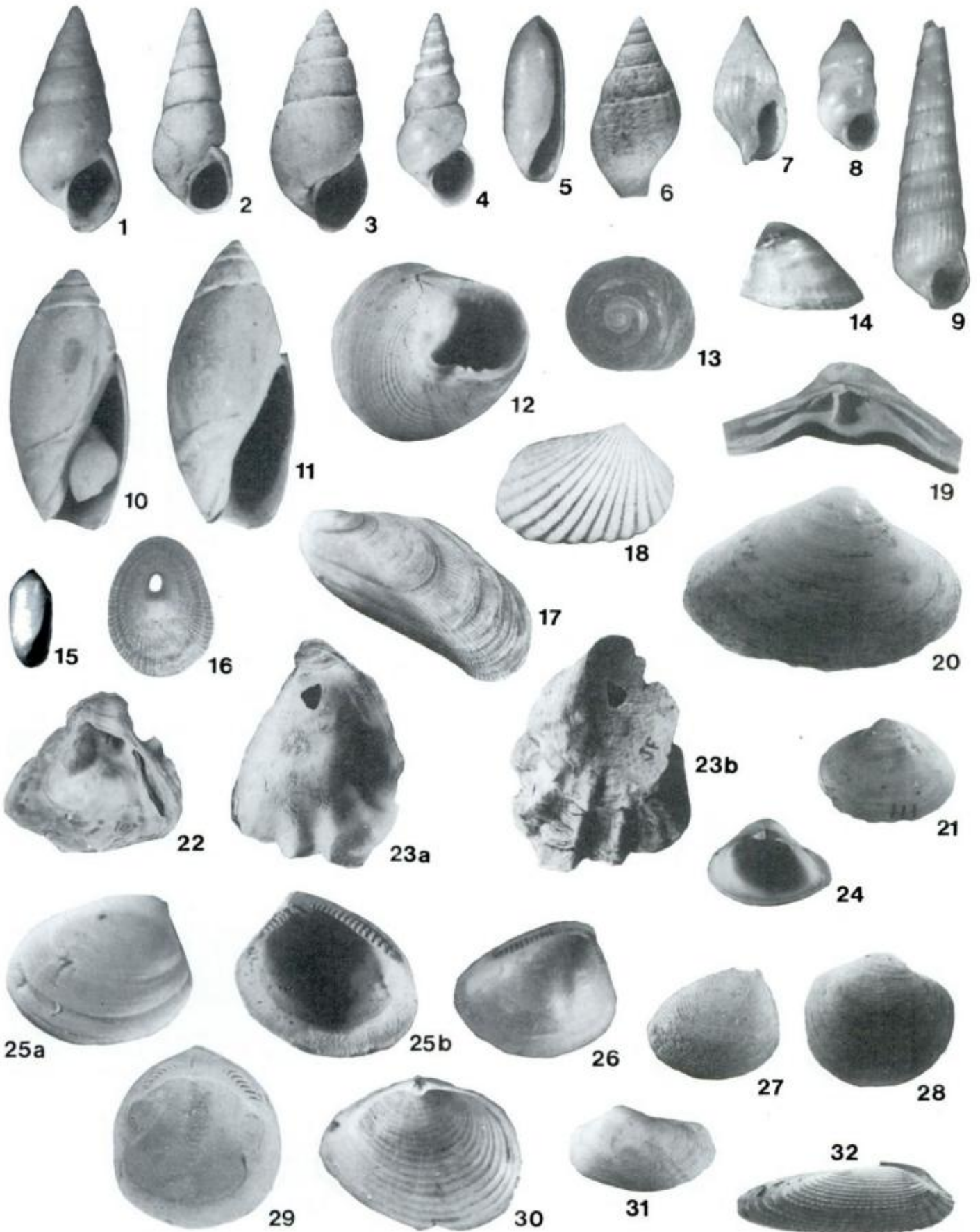
La escasa fauna presente está compuesta principalmente por taxa mixohalinos y/o marinos eurihalinos, con predominio de los gastrópodos *Littoridina australis*, *Nucula obliqua*, *Corbula patagonica*.

Los requerimientos ecológicos de esta fauna, en especial de *T. plebeius*, el hábito detritívoro de los bivalvos, la presencia en la loc. 27 de especies oligohalinas (*L. parchappii* y *B. peregrina*) junto con otras marinas estenohalinas (*E. patagonicum* y *T. uruguayensis*) corroboran un ambiente original típicamente albuférico, de aguas tranquilas, claramente diferente del de los cordones. En esta facies se discriminaron abundantes bivalvos enteros y completos, a veces en posición de vida y en general conchillas frágiles intactas, lo que corroboraría un escaso transporte y un ambiente final de depositación de poca energía.

La densidad y diversidad específicas son muy bajas, características que concuerdan con el ambiente estuárico de gradiente fundamentalmente mixohalino propuesto previamente (Aguirre 1988, 1991 a). Estos índices son, sin embargo, más altos que los obtenidos para el Miembro Canal 18 de la Fm. Las Escobas (loc. 11; Tabla 1). Esto se explicaría por la mayor proximidad con la línea de costa y la mayor influencia marina en esta facies de la Formación Mar Chiquita.

Fig. 9. Fauna representativa de la Formación Mar Chiquita.

1-3. *Littoridina australis* (d'Orb.), x 5. 1. Estancia Tarrhué (loc. 22; Holoceno), MLP 25947; 2. Acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25948; 3. Acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25949. 4. *Littoridina parchappii* (d'Orb.), Laguna La Salada Grande (loc. 16; Holoceno), MLP 25950. 5. *Cylichna crispula* Watson, x 5, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25956. 6-7. *Anachis* cf. *obesa* (Adams); 6, vista abapertural, x 6, Estancia La Atlántida (loc. 17; Holoceno), MLP 25952; 7, x 6, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25953. 8. Volutidae gen. et sp. ident., x 6, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25974. 9. *Turbonilla uruguayensis* Pilsb., x 6, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25958. 10-11. *Olivella puelchana* (d'Orb.), x 5, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno); 10, MLP 25955; 11, MLP 25954. 12-13. *Tegula patagonica* (d'Orb.), acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), x 2; 12, MLP 25975; 13, vista apical, MLP 25951. 14. *Siphonaria lessoni* (Blainv.), vista lateral, x 2, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25959. 15. *Acteocina candei* (d'Orb.), x 6, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25957. 16. *Diodora patagonica* (d'Orb.), vista exterior, x 1, «Platense» del camino Magdalena-Punta Indio, MLP 1088. 17. *Brachidontes rodriguezi* (d'Orb.), exterior de valva izquierda, x 2, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25965. 18. *Carditamera guppyi* Dall, exterior de valva derecha, x 5, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25968. 19-21. *Maetra* aff. *isabelleana* d'Orb., 19, interior de valva derecha, x 2, Recreo San Antonio (loc. 20; Holoceno), MLP 25936; 20 exterior de valva derecha, x 2, Estancia Tarrhué (loc. 22; Holoceno), MLP 25964; 21, exterior de valva izquierda, x 2, Estancia Tarrhué (loc. 22; Holoceno), MLP 25962. 22-23. *Ostrea equestris* Say; 22, interior de valva izquierda, x 1, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25961; 23, Valva izquierda, x 1, Recreo San Antonio (loc. 20; Holoceno), MLP 25960; 23 a, interior; 23 b, exterior. 24. *Corbula patagonica* d'Orb., interior de valva derecha, x 2, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25972. 25. *Nucula obliqua* (Lamk.), valva izquierda, x 5, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25969; 25 a, exterior; 25 b, interior. 26-27. *Nucula nucleus* (Linn.); 26, interior de valva derecha, x 6, Laguna La Salada Grande (loc. 16; Holoceno), MLP 25971; 27, exterior de valva izquierda, x 5, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25970. 28. *Diplodonta patagonica* (d'Orb.), exterior de valva derecha, x 2, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25966. 29. *Glycymeris longior* (Sow.), interior de valva derecha, x 1, «Belgranense» de Mar del Plata (Pleistoceno), MLP 4029. 30. *Raeta plicatella* Lamk., interior de valva izquierda, x 0,5, Reciente del Río Quequén, Buenos Aires, ZI 4504. 31. *Lyonsia alvarezzi* d'Orb., exterior de valva izquierda, x 2, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25967. 32. *Cyrtopleura lanceolata* (d'Orb.), exterior de valva derecha, x 1, acceso a Mar Chiquita (loc. 24; Holoceno), MLP 25973. MLP (División Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales de La Plata). ZI (División Zoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales de La Plata).



## Conclusiones.

El análisis de la malacofauna permite confirmar la diferenciación de las localidades estudiadas en dos tipos principales de depósitos: los de ambiente protegido de baja energía y otros correspondientes a un ambiente litoral de alta energía representados por cordones conchiles. Esta se ajusta a las unidades litoestratigráficas propuestas previamente para el área: Miembro Canal 18 de la Fm. Las Escobas y sedimentos de facies estuárica de la Fm. Mar Chiquita; Miembro Cerro de la Gloria y facies marina, respectivamente.

La fauna más constante y abundante a lo largo del área estudiada (*Littoridina australis*, *Maetra isabelleana*, *Pitar rostratus*, *Tagelus plebeius*, *Corbula patagonica*, *Nucula* spp., *Ostrea* spp.) no representa comunidades originales marinas neríticas intermareales, sino antiguos ambientes de mezcla invadidos por sucesivos avances del mar durante el Holoceno. La fauna en general se caracteriza por la presencia de numerosas especies marinas escasamente representadas y de pocas especies típicamente estuariales, dominantes.

La fauna de toda la región parece ser aproximadamente contemporánea, ya que no se reconocieron variaciones verticales significativas, sino sólo diferencias geográficas en su composición y distribución relacionadas con condiciones ambientales locales.

La fauna que caracteriza los cordones de las dos unidades mayoritarias (Miembro Cerro de la Gloria de la Fm. Las Escobas y facies marina de la Fm. Mar Chiquita) muestra tendencias diferentes en su composición y distribución que responderían a diferencias ambientales (principalmente sustrato, salinidad y energía del medio).

La fauna del Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas se caracteriza por la dominancia de *Maetra isabelleana* y por la presencia de numerosas especies marinas estenohalinas, mayormente de fondos blandos infralitorales, exclusivas de esta unidad. Presenta alta diversidad faunística y baja densidad específica.

Esta unidad está compuesta por elevada proporción de fracción biogénica y presenta alto grado de fragmentación. Las conchillas muestran signos de considerable desgaste y transporte a lo largo de una extensa zona de playa.

La fauna de la facies marina de la Fm. Mar Chiquita se caracteriza por la dominancia de *Littoridina australis* y por la abundancia de otros microgastrópodos intertidales o supralitorales, mayormente de fondos consolidados. Presenta muy baja diversidad faunística y la máxima densidad específica. Esta unidad está compuesta por un predominio de la fracción clástica, la fracción biogénica presenta bajo grado de fragmentación y predominio de ejemplares enteros con conchillas subsféricas. Estas habrían sufrido un escaso transporte y habrían sido acumuladas por olas de tormenta probablemente en las zonas supralitoral e intertidal.

La fauna del Miembro Canal 18 de la Fm. Las Escobas y de facies estuárica de la Fm. Mar Chiquita presenta muy baja

diversidad y densidad específicas y está caracterizada por especies estuariales típicas, de fondos arcillosos o limosos, fundamentalmente intermareales, representadas por ejemplares enteros y completos a veces en posición de vida; en ambas unidades predomina la fracción clástica. Todo ello corrobora un ambiente original de aguas tranquilas y escaso transporte del material. Las diferencias composicionales existentes entre ambas unidades sólo serían un reflejo de sus condiciones ambientales, principalmente una marcada influencia marina en la Fm. Mar Chiquita reflejada por la presencia de taxa marinos eurihalinos y estenohalinos.

Por la composición y distribución faunística, así como la densidad y diversidad específicas la Fm. Pozo N° 17 sería transicional entre la Fm. Las Escobas y la Fm. Mar Chiquita y su mayor afinidad se establece con la facies estuárica de esta última.

## Agradecimientos

La autora agradece las sugerencias y críticas de A. C. Riccardi y a Mike Thomson la corrección del abstract.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, M., 1988. Moluscos bentónicos marinos del Pleistoceno superior-Holoceno en el Noreste Bonaerense. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paleontología, 506, 558 p. (inédito).
- Aguirre, M., 1991a. Asociaciones de moluscos bentónicos marinos del Cuaternario tardío en el Noreste bonaerense. *Ameghiniana*, 27 (1-2): 161-177.
- Aguirre, M., 1991b. Holocene macrobenthic molluscan associations from northeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 7 (1989): 161-195.
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias*, 6: 1-1027. Córdoba.
- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalán. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires*, 10, 3º secc.: 343-428.
- Bemvenuti, C.E., Capitoli, R. y Gianuca, N., 1978. Estudos de ecologia bentônica na região estuarial da Lagoa dos Patos. 2- Distribuição quantitativa do macrobentos infralitoral. *Atlântica*, 3: 23-32. Río Grande.
- Bianchi, L.A., 1969. Bancos dos ostreidos pleistocenicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. *Iheringia (Geol.)*, 2: 3-40.
- Boesch, D.F., 1977. Application of Numerical Classification in ecological investigations of water pollution. *Virginia Institute of Marine Science, Special Science Report*, 77: 1-114.
- Bremec, C.S., 1986a. Asociaciones del macrobentos infralitoral de Monte Hermoso (39° 00'S - 61° 17'W, República Argentina). *Spheniscus*, 2: 1-18. Bahía Blanca.
- Bremec, C.S., 1986b. Inventario y ecología del macrobentos marino de un sector de la Provincia Bonaerense. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, *Zoología* 475, 254 p. (inédito).
- Cachés, M.A., 1980. Notas sobre la biología de los depósitos fangosos circalitorales frente a Punta del Este, Uruguay. *Boletim Instituto Oceanográfico Sao Paulo*, 29 (2): 73-74.
- Camacho, H., 1966. III. Invertebrados. En: Borrello, A.V. (Ed.): *Paleontología Bonaerense*. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provin-

- cia de Buenos Aires, 159 p.
- Capitoli, R., Bemvenuti, C. y Gianuca, N., 1978. Estudios de ecología bentónica na região estuarial da Lagon dos Patos. I. Comunidades bentónicas. *Atlántica*, 3: 5-22. Río Grande.
- Carcelles, A., 1944. Catálogo de los Moluscos Marinos de Puerto Quequén. *Revista del Museo de La Plata (N. S.), Zoología*, 3: 233-309.
- Castellanos, Z.A., 1967. Catálogo de los Moluscos marinos bonaerenses. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 8, 365 p.
- Closs, D. y Forti, I.R., 1971. Quaternary mollusks from the Santa Vitoria do Palmar County. *Iheringia, Geología*, 4: 19-58.
- Chaar, E. y Farinati, E., 1988. Evidencias paleontológicas y sedimentológicas de un nivel marino pleistoceno en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Actas 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca, 1988): 49-54.*
- Da Costa, C.M., 1971. Importancia paleoecológica e estratigráfica de *Erodona mactroides* Daudin (Mollusca, Bivalvia). *Iheringia, Geol.*, 4: 3-18.
- Damborenea, S., Manceño, M. y Riccardi, A., 1975. Biofacies y Estratigrafía del Liásico de Piedra Pintada, Neuquén, Argentina. *Actas 1º Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía*, 2 (Tucumán, 1974): 173-228. Tucumán.
- Dangavs, N.V., 1977. Geología y sedimentología del complejo lagunar «Salada Grande» (Partidos de General Madariaga y General Lavalle), Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Geología 354, 144 p. (inérito).
- Dangavs, N.V., 1983. Geología del complejo lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 161-174.
- Davies, D.J., Powell, E.N. y Stanton, R.J. jr., 1989. Taphonomic signature as a function of environmental process: shells and shell beds in a hurricane-influenced inlet on the Texas coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 317-356.
- Doello-Jurado, M., 1915. Algunos ejemplares terciarios procedentes de un pozo surgente cerca de La Plata. *Physis*, 1: 592-598.
- Doello-Jurado, M., 1916. El yacimiento de conchillas de Lomas de Zamora. *Physis*, 2: 286.
- Doering, A., 1882. Geología. En: Informe oficial de la Comisión Científica al Estado Mayor General de la expedición a Río Negro (Patagonia). 3 Parte: 299-530. Buenos Aires.
- D'Orbigny, A., 1834-1847. Voyage dans l'Amérique Méridionale. Mollusques. Tomo V (3), 758 p., Atlas (Tomo 9), 85 láms. París & Strassbourg.
- D'Orbigny, A., 1842-1844. Voyage dans l'Amérique Méridionale. Paléontologie. Tomo III (4): 1-152, láms. 1-22. París & Strassbourg.
- Elias, R., 1985. Macrofósiles del estuario de Bahía Blanca (Argentina). I. Mesolitoral. *Spheniscus*, 1: 1-32. Bahía Blanca.
- Farinati, E., 1978. Microfauna de Moluscos Querandinos (Holoceno), de Ingeniero White, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 211-232.
- Farinati, E., 1980. Aspectos Paleontológicos y problemas estratigráficos existentes en el litoral de Bahía Blanca y alrededores. Simposio problemas geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Mar del Plata, 1980: 45-58.
- Farinati, E., 1984. Análisis Paleoecológico de los Sedimentos Marinos de los alrededores de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche, 1984)*, 4: 610-625.
- Farinati, E., 1985. Paleontología de los Sedimentos Marinos Holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 21 (2-4): 211-222.
- Farinati, E. y Camacho, H., 1980. Contribución al conocimiento de la malacofauna del Cuaternario Marino de los alrededores de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Actas 2º Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía. (Buenos Aires, 1978)*, 3: 257-265.
- Fasano, J., Hernández, M., Isla, F. y Schnack, E., 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la Laguna Mar Chiquita (provincia de Buenos Aires, Argentina). *Oceanológica Acta*, N SP.: 285-292.
- Fidalgo, F., 1979. Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northeastern Buenos Aires province (Argentina). *Proceedings International Symposium on Coastal Evolution in The Quaternary*, 1978: 384-404. São Paulo.
- Fidalgo, F., 1983. Algunas características de los Sedimentos Superficiales en la Cuenca del Río Salado y en La Pampa Ondulada. *Coloquio Internacional sobre Hidrología de las Grandes Llanuras, Comisión Nacional del Programa Hidrológico Internacional*, 22 (Olavarría, Argentina), 17 p.
- Fidalgo, F. y Martínez, O., 1983. Algunas características Geomorfológicas dentro del Partido de La Plata (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 263-279.
- Fidalgo, F. y Tonni, E., 1978. Aspectos Paleoclimáticos del Pleistoceno tardío-reciente de la Provincia de Buenos Aires. 2º Reunión Informativa sobre el Cuaternario Bonaerense. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires: 21-28.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U., 1973. Geología Superficial en Las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Prov. de Buenos Aires). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 27-39. Buenos Aires.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R., 1975. Geología Superficial de la Llanura Bonaerense. En: *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires, 6º Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca): 103-138.*
- Fidalgo, F., Figini, A., Gómez, G., Carbonari, J. y Huarte, R., 1981. Dataciones Radiocarbónicas en las Formaciones Las Escobas y Destacamento Río Salado, Provincia de Buenos Aires. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis)*, 4: 43-56.
- Figini, A., Gómez, G., Carbonari, J., Huarte, R. y Zubiaga, A., 1984. Museo de La Plata Radiocarbon Measurements I. *Radiocarbon*, 26 (1): 127-134. Connecticut.
- Figueiras, A., 1967. Contribución al estudio de los moluscos marinos del Holoceno uruguayo. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2 (12): 61-72.
- Figueiras, A., 1969. Estado actual de nuestros conocimientos sobre moluscos fósiles del Uruguay. Parte 3. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2 (16-17): 333-352.
- Figueiras, A., 1974. Sobre la existencia de un banco de ostreoides de probable edad Pleistocénica media en el departamento de Rocha, Uruguay. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 4 (27): 35-46.
- Figueiras, A., 1976. Addenda a «Sobre la existencia de un banco de Ostreoides de probable edad pleistocénica media en el departamento de Rocha, Uruguay». *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 4 (30): 165-168.
- Figueiras, A. y Broggi, J., 1967. Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay. Parte 1. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2(13): 141-188.
- Figueiras, A. y Broggi, J., 1968a. Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay. Parte 2. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2(14): 191-228.
- Figueiras, A. y Broggi, J., 1968b. Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay. Parte 3. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2(15): 279-313.
- Figueiras, A. y Broggi, J., 1969. Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay. III. *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 2(16-17): 333-352.
- Figueiras, A. y Broggi, J., 1971. Estado actual de nuestros conocimientos sobre los moluscos fósiles del Uruguay. III, continuación. Mioceno superior. Formación Entrerriana (Camacho). *Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay*, 3(21): 131-154.
- Forti Esteves, I.R., 1969. Cenozoic Mollusks from The Drill-Holes Cassino and Palmares do Sul of The Coastal Plain of Rio Grande do Sul. *Iheringia, Geología*, 32: 55-155.
- Forti Esteves, I.R., 1974. Biostratigrafía e paleoecología con moluscos



- quaternários da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia, 3: 133-149.
- Forti Esteves, I.R., 1984. Moluscos de Testemunhos da Plataforma Continental e Talude do Rio Grande do Sul. Memoria 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología: 575-589. Méjico.
- Frenguelli, J., 1920. Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (Provincia de Buenos Aires) y sus correlaciones. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 24(3-4): 325-485.
- Frenguelli, J., 1931. Observaciones geológicas en la región costanera sur de la Provincia de Buenos Aires. Anales de la Facultad de Ciencias de la Educación. Universidad Nacional del Litoral, Sección Historia y Geología, 5: 1-145.
- Frenguelli, J., 1945. El Piso Platense. Revista del Museo de La Plata (N.S.), 2 (17): 283-311.
- Frenguelli, J., 1946. Las grandes unidades físicas del territorio argentino. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 3. Buenos Aires. 356 p.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. Publicación del Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (Lemit), Serie 2 (33): 1-72. La Plata.
- Frenguelli, J., 1956. Rasgos generales de la hidrografía de la provincia de Buenos Aires. Publicación del Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (Lemit), Serie 2 (62): 1-18. La Plata.
- Frenguelli, J., 1957. Neozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 2, 3ª Parte: 1-218. Buenos Aires.
- Gómez, G., Huarte, R., Figini, A., Carbonari, J., Zubiaga A. y Fidalgo, F., 1985. Análisis y Comparación de Dataciones Radiocarbónicas de Conchas de la Formación Las Escobas, Provincia de Buenos Aires. Resúmenes Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Tandil, 1985: 121-122.
- Gómez, G., Figini, A. y Fidalgo, F., 1988. Secuencia Vertical de Edades C-14 de la Formación Las Escobas, en la localidad de Cerro de la Gloria, Bahía de Samborombón, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas 2ª Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca): 227-281.
- Harry, H.W., 1969. Anatomical notes on the mastrid bivalve *Raeta plicatella* Lamarck, 1818, with a review of the genus *Raeta* and related genera. Veliger, 12 (1): 1-23.
- Hill, G., Roberts, K.A., Kindinger, J. y Wiley, G., 1982. Geobiologic Study of the South Texas Outer Continental Shelf. Professional Paper United States Geological Survey, 1238: 1-36.
- Holland, A. y Dean, J.M., 1977. The biology of the stout razor *Tagelus plebeius*. 1- Animal-sediment relationships, feeding mechanisms, and community biology. Chesapeake Sciences, 18 (1): 58-66.
- Ihering, H. von, 1895. Conchas marinas de Formação Pampeana de La Plata. Revista do Museu Paulista, 1: 223-227.
- Ihering, H. von, 1897. Os molluscos dos terrenos terciarios da Patagonia. Revista do Museu Paulista, 2: 217-382.
- Ihering, H. von, 1907. Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Cretacé Supérieur de l'Argentine. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, ser. 3, 14 (7): 1-611.
- Ihering, H. von, 1909. Mollusques du Pampeño de Mar del Plata et Chapadmalal. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, 17, ser. 3 (10): 429-438.
- Isla, F., 1980. Evolución Morfológica de la Zona de la Desembocadura de la Laguna Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (Mar del Plata, 1980): 89-108.
- Kauffman, E.G. y Scott, R.W., 1976. Basic Concepts of Community Ecology and Palaeoecology. En: Scott, R.W. y West, R.R. (Ed.), Structure and Classification of Paleocommunities. 1 p. 1-18. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania.
- Komar, P.D., 1976. Beach Processes and Sedimentation. Prentice-Hall, Inc., 429 p. New Jersey.
- Layerle, C. y Scarabino, V., 1984. Moluscos del Frente Marítimo Uruguayo entre 9 y 78 mts. de profundidad: Análisis Biocenológico. Contribución del Departamento de Oceanografía, Facultad de Humanidades y Ciencias, 1 (9): 1-17. Montevideo.
- Matteucci, A. y Colma, A., 1982. Metodología para el estudio de la vegetación. Monografía OEA, Serie Biología, Nº 22, 168 p. Washington, D.C.
- Menard, H.W. y Boucot, A.J., 1951. Experiments on the movement of shells by Water. American Journal of Science, 249: 131-151.
- Nágera-Ezcurra, J., 1922. Una visita a la ensenada de Samborombón. Physis, 6: 70-72.
- Ottmann, F.C., 1967. Introducción a la Geología Marina y Litoral. Eudeba, Manuales de Ciencias Naturales. 287 p. Buenos Aires.
- Parker, G., 1979. Geología de la Planicie Costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 167-183.
- Parker, R.H., 1976. Classification of Communities based on Geomorphology and Energy Levels in the Ecosystem. En: Scott, R.W., y West, R.R.: Structure and Classification of Paleocommunities. pp. 67-86. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania.
- Parodiz, J.J., 1948. «Ostrea» Actuales y Pleistocénicas de Argentina y su Ecología. Comunicaciones del Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», Serie Ciencias Zoológicas, 6: 1-22.
- Parodiz, J.J., 1962. Los Moluscos Marinos del Pleistoceno Rioplatense. Comunicaciones de la Sociedad Malacológica del Uruguay, 1 (2): 29-46.
- Pascual, R., Ortega, E., Gondar, D. y Tonni, E., 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 6 (65-93): 165-194.
- Richards, H.G. y Craig, J., 1963. Pleistocene Mollusks from the Continental Shelf off Argentina. Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, 115 (6): 127-152.
- Scott, R.W., 1976. Trophic Classification of Benthic Communities. In: Scott, R.W. y West, R.R. Structure and Classification of Paleocommunities. pp. 29-66. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Pennsylvania.
- Schnack, E., Fasano, J. e Isla, F., 1980. Los ambientes ingresivos del Holoceno en la región de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (Mar del Plata, 1980): 229-242.
- Schnack, E., Fasano, J. e Isla, F., 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires Province, Argentina. En: Colquhoun (Ed.): Holocene Sea-level Fluctuations, Magnitude and Causes. pp. 143-155. Carolina del Sur.
- Spalletti, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios. Publicación Asociación Geológica Argentina, Serie «B», Didáctica y Complementaria, 8, 175 p.
- Spalletti, L., Matheos, S. y Poire, D., 1987. Sedimentology of the Holocene Littoral Ridge of Samborombon Bay (Central Buenos Aires Province, Argentina). Quaternary of South America & Antarctic Peninsula, 5: 111-132.
- Sprechmann, P., 1978. The Palaeoecology and Palaeogeography of the Uruguayan Coastal Area During the Neogene and Quaternary. Zitteliana, 4: 3-72.
- Stanley, S.M., 1970. Relation of Shell Form to Life Habits in The Bivalvia (Mollusca). Memoir Geological Society of America, 125: 1-296.
- Tonni, E. y Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los Cambios Climáticos durante el Pleistoceno Tardío-Reciente en la Provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y Zoogeográficos Relacionados. Ameghiniana, 15 (1-2): 235-253.
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de La Pampa Deprimida. Colección Científica del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 12: 1-202.
- Violante, 1988. Geología de la «planicie costera» entre Villa Gessell y Faro Querandí, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de

Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Geología 507, 221 p. (inédito).

Wahnish, E., 1939. Revisión de la fauna marina del Post-pampeano. *Physis*, 14 (46): 473-479.

Wahnish, E., 1942. Nota sobre los moluscos procedentes de la perforación Monte Veloz (Buenos Aires). *Anales del 1º Congreso Panamericano de Minas y Geología*, Geol. 2: 562-579.

Weiler, N. y González, M., 1990. Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (Provincia de Buenos Aires) y regiones adyacentes, durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4) (1988): 5-29-543.

Weiler, N.E., González, M.A. y Guida, N.G., 1988. Niveles Marinos del Pleistoceno Tardío en Cañada de Arregui, Partido de Magdalena, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 92-914.

Recibido: 5 de setiembre, 1990.

Aceptado: 6 de mayo, 1992.

#### APENDICE: LOCALIDADES ESTUDIADAS (véase Fig. 1)

##### Formación Las Escobas

###### Miembro Cerro de La Gloria

1- LOS TALAS (34° 53' 30" S, 57° 49' 30" O). Corte artificial con dirección aproximada noreste-suroeste en un cordón de conchillas -cota 2,5 m s.n.m.- localizado a 2,8 km y con disposición subparalela a la costa del Río de La Plata (Fig. 3).

2- CANTERA LA ELVIRA (35° 11' S, 57° 26' O). Corte artificial con dirección noreste-suroeste en un cordón de conchillas -3,5 m s.n.m.- ubicado 2,5 km y subparalelo a la costa del Río de La Plata (Fig. 3).

3- ARROYO SAN FELIPE (35° 22' 30" S, 57° 19' 30" O). Corte artificial y secciones medidas sobre la margen derecha del arroyo en dirección noreste-suroeste en un cordón de conchillas -cota 5 m s.n.m.- ubicado a 0,76 km y subparalelo a la costa del Río de La Plata (Fig. 3).

4- ESTANCIA DE DON HIDALGO (35° 26' 30" S, 57° 16' 30" O). Borde externo de un cordón de conchillas -cota 3,75 m s.n.m.- ubicado a 0,77 km y paralelo a la costa del Río de La Plata (Fig. 3).

5- ESTANCIA EL CEIBO (35° 39' 30" S, 57° 19' 30" O). Corte artificial con dirección perpendicular a la ruta 11, en un cordón conchil -cota 2,5 m s.n.m.- ubicado a 3,5 km y subparalelo a la costa (Fig. 4).

6- ESTANCIA SAN JOSE (35° 42' 30" S, 57° 22' 30" O). Corte natural transversal en un cordón conchil -cota 4,25 m s.n.m.- que se dispone a 3 km y subparalelo a la costa de la Bahía Samborombón (Fig. 4).

7- 9- ESTANCIA RINCON DE LOPEZ (35° 46' 10-20" S, 57° 24' 30" O). Cordones conchiles -cota 4-5 m s.n.m.- dispuestos a 3,5 km y subparalelos a la costa de la Bahía Samborombón. Se realizaron muestreos en un corte natural sobre la barranca derecha del Río Salado paralelo al rumbo del cordón (Formación Las Escobas) y en una excavación artificial ubicada al este-noreste del casco de la Estancia Rincón de López aproximadamente 300 metros al sur de la localidad 7 (1, 2) (Fig. 5).

10- CERRO DE LA GLORIA (35° 58' 20" S, 57° 27' O). Localidad tipo del Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas (Fidalgo *et al.*, 1973). Corte artificial de 5-6 metros de espesor en un cordón de conchillas -cota 5-6 m s.n.m.- con rumbo aproximado de 30° E y ubicado a 7,01 km de la línea de costa actual (Fig. 5).

12- ARROYO LA HUELLA (aprox. 36° 22' 40" S, 57° 21' 35" O). Corte natural con dirección oeste-este en un cordón de conchillas subparalelo a la costa de la Bahía Samborombón (Fig. 6).

13- NORTE DE CANAL 1 (aprox. 36° 26' 30" S, 57° 21' 00" O). Corte artificial en un cordón de conchillas ubicado al oeste de la ruta 11, aproximadamente 3,5 km al norte del cruce con el Canal 1, subparalelo a la costa de la Bahía Samborombón (Fig. 6).

###### Miembro Canal 18

11- CANAL DE LAS ESCOBAS (35° 58' 10" S, 57° 29' 15" O). Afloramiento de 2-3 metros de potencia ubicado sobre la margen izquierda del Canal 15 frente a la desembocadura del Canal de Las Escobas.

14- GENERAL LAVALLE (RIA AJO) (aprox. 36° 24' 50" S, 56° 55' 45" O). Localidad ubicada al norte del pueblo de General Lavalle, sobre la margen derecha del Canal 2, inmediatamente aguas arriba de su desembocadura en la Ría Ajó y a 5 km de la costa de la Bahía Samborombón. Se trata de un corte artificial de 70 cm de altura en el que se observa arriba un nivel de 50 cm de arena lina de color marrón rojizo con conchillas de moluscos en su mayoría enteras, mientras que abajo se observa un nivel de 20 cm de arcilla gris azulada prácticamente sin conchillas. Pese a que en esta región no existen estudios estratigráficos modernos publicados las características del nivel inferior se asemejan a las descritas para la Formación Destacamento Río Salado y las del superior a las del Miembro Canal 18 (Fm. Las Escobas (Fidalgo *et al.* 1973). La localidad muestreada en este trabajo es probablemente la misma que estudió Nágera-Ezcurra (1922, en Wahnish 1939), de acuerdo con los invertebrados mencionados y atribuidos al «Querandínense» por Wahnish (1939; compárese con el contenido de esta localidad en la Tabla 3).

###### Formación Pozo N° 17

16- LAGUNA LA SALADA GRANDE. Excavación de 30-40 cm de profundidad realizada a la orilla de la laguna. En el nivel muestreado se registró la presencia de abundante arena limosa de color castaño con numerosos ejemplares pequeños pero visibles a simple vista de *Littoridina parchappii* y *Littoridina australis*.

###### Formación Mar Chiquita

###### Facies marina

18- ARROYO GRANDE (37° 31' 40" S, 57° 19' 20" O). Corte artificial a lo largo de una acumulación de conchillas -cota 1,8 m s.n.m.- subparalelo y a aproximadamente 11 km de la línea de costa. El espesor máximo de sedimentos observado es de 50 centímetros.

20- RECREO SAN ANTONIO (37° 36' S, 57° 23' 45" O). Corte artificial transversal a una acumulación alargada -cota 1 m s.n.m.- dispuesta con su eje mayor paralelo a la línea de costa, la que se halla 10 km al este. Esta acumulación parece corresponder a un cordón retrabajado por las aguas de la Laguna Mar Chiquita (J. Fasano, comunicación personal).

21- RECREO GALAN (37° 38' 40" S, 57° 24' 50" O). Corte artificial con dirección oeste-este en un cordón de conchillas -cota 2 m s.n.m.- subparalelo y ubicado a 1,4 km de la línea de costa actual. El corte tiene 70 cm de altura y en él se pueden diferenciar tres niveles: el inferior está constituido por arena con conchillas de bivalvos relativamente grandes, i. e. *Macra isabelleana*, *Tagelus plebeius*, y ejemplares pequeños de *Littoridina australis*; el nivel medio consta de arena con escasas conchillas; y el nivel superior está constituido casi exclusivamente por *L. australis* en una matriz arenosa escasa.

22- ESTANCIA TARRHUE (37° 33' 30" S, 57° 21' 05" O). Corte artificial con dirección oeste-este en un cordón de conchillas -cota 3,6 m s.n.m.- ubicado subparalelo y a 10,5 km de la línea de costa actual (Fig. 6).

23- CANAL 7 (37° 34' 20" S, 57° 22' 40" O). Corte artificial de un cordón (cota 3,9 m s.n.m.) ubicado aproximadamente a 1,8 km del cruce con el Canal 7, subparalelo y a 11,5 km de la línea de costa actual (Fig. 6).

24- ACCESO A MAR CHIQUITA (37° 44' 05" S, 57° 26' 35" O). Corte con dirección oeste-este en un cordón de conchillas -cota 4,3 m s.n.m.- ubicado subparalelo y a 2,5 km de la línea de costa actual (Fig. 6).

26- MAR DE COBO (37° 46' 02" S, 57° 26' 04" O). Localidad ubicada en la zona costera próxima a la Baliza Mar Chiquita, que está caracterizada por la presencia de depósitos del Pleistoceno y Holoceno y por ser altamente erosiva.

###### Facies estuárica

17- ESTANCIA LA ATLANTICA (37° 27' 10" S, 57° 15' 05" O). Localidad ubicada inmediatamente al este de la ruta 11, aproximadamente 40 kilómetros

al sur de Villa Gesell y 15 km al oeste de la línea de costa. En esta zona los depósitos estuáricos de la Formación Mar Chiquita constituyen el sustrato de una llanura marginal -cota 1,7 m s.n.m.- sobre la que se han desarrollado suelos sódicos (Schnack *et al.* 1980; Fasano *et al.* 1982). El muestreo fue realizado en una excavación artificial de 250 cm de profundidad que puso al descubierto areniscas arcillosas de color castaño oscuro sin estructuras sedimentarias visibles, conteniendo material disperso de bivalvos, gastrópodos, cirripedios y briozoos y en las que el contenido de arcillas disminuye de abajo hacia arriba. Se observaron ejemplares de *T. plebeius* en posición de vida.

19- PUESTO LA INES (37° 31' 40" S, 57° 19' 45" O). Corte artificial en la misma acumulación de conchillas correspondiente a la localidad Arroyo Grande (véase más arriba).

25- ARROYO VIVORATA (37° 44' 05" S, 57° 26' 24" O). Localidad ubicada sobre la margen izquierda del arroyo Vivorata en una barranca donde afloran 1,9 m de sedimento correspondiente a la facies estuárica de la Formación Mar Chiquita (Schnack *et al.* 1980, 1982). Se trata de sedimentos limo-arcillosos de color gris oscuro, sin estructuras sedimentarias visibles, con conchillas dispersas.

27- ARROYO LOS CUEROS (37° 47' 08" S, 57° 27' 20" O). Excavación artificial ubicada sobre la margen izquierda del Arroyo Los Cueros, en su desembocadura al mar y donde los depósitos estuáricos de la Formación Mar Chiquita (Schnack *et al.* 1980, 1982) constituyen el sustrato de la playa. Los sedimentos limo-arcillosos de colores verde azulado a gris oscuro, sin estructuras sedimentarias visibles, contienen escaso material biogénico.

## Los depósitos de talco del distrito minero Salamanca, Provincia de Mendoza

Daniel A. GREGORI y Ernesto A. BJERG

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

**ABSTRACT.** - *Talc deposits from the Salamanca Mine District, Mendoza Province.* - The chemical and mineralogical characteristics and the possible industrial use of the material mined from talc deposits in the Salamanca District are established. The country rocks are low-grade micaceous and amphibolitic schists and marbles. The talc mineralization is associated with serpentinized ultramafic rocks, composed of serpentine, chlorites and amphiboles. Granodioritic rocks crop out in the eastern part of the studied area. The thickness of the talc veins reaches 15 m in the Doce Hermanos mine and they are less than 1 m in the Olga Luisa mine. Chemical analyses of talc veins have shown that only the material from Olga Luisa mine is similar to the theoretical composition of talc and that it can be used in the manufacture of paint. All the analyzed samples indicate that the talc would require purification in order to eliminate carbonates, amphiboles and chlorites, before it could be used in the tyre industry.

### Introducción y ubicación.

El objetivo de este trabajo es establecer las características mineralógicas y químicas del material extraído en algunos de los depósitos de talco del Distrito Salamanca y en base a ello determinar sus posibilidades de utilización industrial.

El Distrito Salamanca es ampliamente conocido por la extracción de sulfuros desde tiempos históricos, siendo actualmente un área importante de producción de talco en la provincia de Mendoza. En él se localizan, de sur a norte, los siguientes yacimientos: Cema, Sol de Mayo, La Barrera, La Luisa, Salamanca, La Benito, La Elbi, Doce Hermanos, Teniente Matienzo, Olga Luisa, Juan José y Pilar.

Los estudios se hicieron en las minas Salamanca, Doce Hermanos, Teniente Matienzo y Olga Luisa, yacimientos en los que se concentraba la mayor actividad minera al momento de realizarse los trabajos de campo (Fig. 1).

El área estudiada se encuentra situada a 35 km al oeste-sudoeste de la localidad de Tupungato, provincia de Mendoza, a los 33° 21' de latitud sur y a los 69° 27' de longitud oeste, abarcando una superficie cercana a los 10 km<sup>2</sup>. Los yacimientos se encuentran ubicados en las primeras elevaciones del Cordón del Portillo, más precisamente en el faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaraz y de la Cuchilla de Las Leñas.

Entre los trabajos publicados y que hacen referencia a los aspectos mineros de este sector, se encuentran los de Zardini (1960), Angelelli *et al.* (1980), y Maiza *et al.* (1981).

Entre los autores que realizaron investigaciones referidas a la génesis y mineralogía de estos yacimientos, se puede mencionar a Zardini (1958), Brodtkorb (1970, 1971), Villar (1975), Maiza *et al.* (1982), Maiza y Gregori (1984), Bjerg (1984), y Bjerg *et al.* (1984). Sirvieron como base para la elaboración del presente trabajo datos extraídos de las tesis doctorales presentadas por Gregori (1985) y Bjerg (1985).

### Metodología de trabajo

El relevamiento topográfico fue ejecutado a escala 1: 2500 mediante el uso de plancheta. Sobre esta base se mapearon las distintas unidades aflorantes y los rasgos estructurales. En el caso de las labores subterráneas el mapeo de las rocas, vetas y elementos estructurales se realizó a escala 1: 250. Los métodos utilizados para el estudio y análisis de las muestras recolectadas fueron los siguientes: microscopía de cortes delgados y pulidos, difracción de rayos X y análisis químicos. El número total de muestras estudiadas microscópicamente fue 31 y se realizaron un total de 23 análisis químicos, con sus correspondientes difractogramas de rayos X.

### Geología regional

El área de estudio se encuentra situada en la Cordillera Frontal y los yacimientos se localizan en el basamento cristalino, constituido, según Polanski (1972), por dos unidades: el



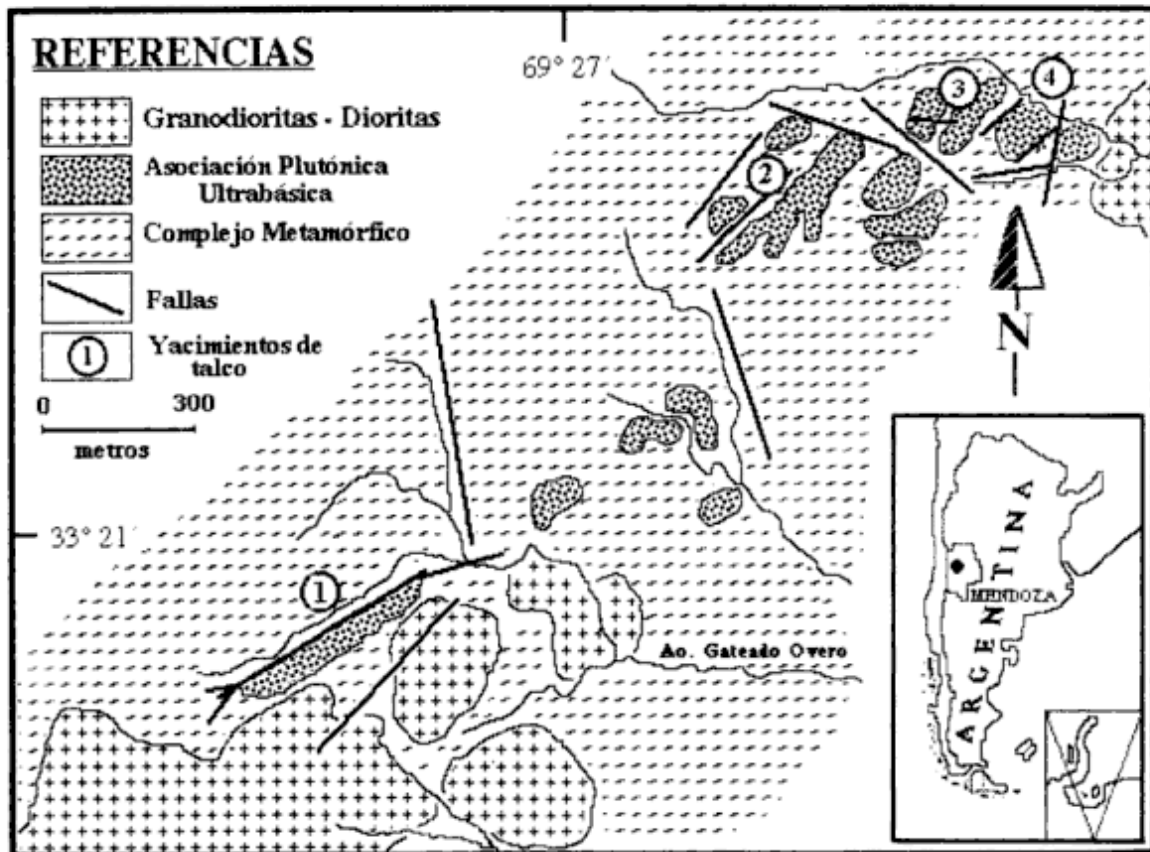


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación de los yacimientos de talco del distrito Salamanca, provincia de Mendoza. 1: mina Salamanca; 2: mina Doce Hermanos; 3: mina Teniente Matienzo; 4: mina Olga Luisa.

### Complejo Metamórfico y la Asociación Plutónica Ultrabásica (Fig. 1).

Con respecto a la primera unidad, Bjerg (1985) y Gregori (1985) reconocieron esquistos de bajo grado (Winkler 1979), con tres variedades diferenciables en el campo: esquistos micáceos, esquistos anfibólicos y esquistos granatíferos, cuya edad mínima es, según Caminos *et al.* (1979) de  $500 \pm 50$  Ma. Estas rocas presentan una estructura compleja, producto de varios procesos de deformación sobrepuestos, Bjerg *et al.* (1992). El rumbo dominante es NNE-SSO, con buzamiento dominante al NE.

La Asociación Plutónica Ultrabásica está constituida por cuerpos lenticulares alojados en las rocas del Complejo Metamórfico, con potencias que varían entre 10 y 100 m y longitudes que alcanzan los 900 m, presentando en líneas generales, contactos netos con las metamorfitas. Se trata de cuerpos ultramáficos serpentinizados, a los que se hará referencia en este texto como serpentinitas, debido al hecho que se hallan formados casi exclusivamente por minerales del grupo de la serpentina. Estos cuerpos discontinuos se encuentran alineados con un rumbo dominante NE.

El conjunto anteriormente descrito está intruido por cuerpos granodioríticos y diques dioríticos (Fig. 1) de probable edad Carbónica-Pérmica (Caminos 1985).

### Geología del área de estudio

#### Complejo Metamórfico

Es la unidad que presenta mayor distribución areal. Se trata de esquistos de bajo grado, con rumbo general NE y buzamiento de alto ángulo al NO y SE. En el sector de mina Salamanca se reconocieron esquistos constituidos por cuarzo, muscovita y biotita. En contacto con éstos se encuentran esquistos con textura nematoblástica, integrados por cuarzo, actinolita, feldespato alcalino, plagioclasas, biotita y clinzoicita.

En el contacto con el cuerpo granodiorítico afloran esquistos de cuarzo, feldespato alcalino, muscovita, granate y piroxenos, con textura granoblástica. La esquistosidad de las metamorfitas es  $20^\circ - 40^\circ$  E y buzamiento variable entre  $25^\circ$  y  $75^\circ$  al SE. En el área de mina Doce Hermanos es posible observar fajas alternantes de esquistos con textura granoblástica, constituidos por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y granate y esquistos con textura nematoblástica integrados por cuarzo, plagioclasa, biotita y actinolita.

En la zona de mina Teniente Matienzo se pueden reconocer las litologías arriba citadas, con la particularidad de presentar interdigitaciones y pasajes transicionales entre los esquistos micáceos y anfibólicos. Pueden observarse además, fajas de

reducida potencia correspondientes a calizas cristalinas, con textura sacaróide, integradas por calcita, dolomita, biotita, clorita y cuarzo (Gregori 1985 y Bjerg 1985).

#### *Asociación Plutónica Ultrabásica*

El cuerpo serpentizado de mayor tamaño aflora en las proximidades de mina Salamanca. El mismo se halla limitado al oeste por una falla de rumbo N 40° E y buzamiento de 70° al NO.

Desde el punto de vista mineralógico se encuentra constituido por crisotilo y antigorita, a los que se asocian talco, tremolita, clorita, calcita, dolomita, magnesita y minerales opacos.

Respecto al talco, éste reemplaza a los minerales del grupo de la serpentina, cloritas y anfíboles.

Los cuerpos de serpentinitas en el área de las minas Doce Hermanos y Teniente Matienzo son de dimensiones menores adoptando una disposición elongada, en sentido NE-SO, mientras que en área de mina Olga Luisa las serpentinitas forman cuerpos equidimensionales, de reducido tamaño, con texturas interpenetrativas y pseudomórficas.

#### *Intrusivos granodioríticos*

En el sector oriental del área estudiada afloran cuerpos intrusivos de naturaleza granodiorítica, los cuales se prolongan tanto hacia el norte como hacia el sur.

Estas rocas se caracterizan por presentar una textura granular hipidiomórfica, constituida por cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa ( $An_{43}$ ), con maclas polisintéticas de albita y periclino. El cuarzo, al igual que la ortosa es intersticial. El mafito más abundante es hornblenda, en cristales euhedrales a subhedrales. También se reconoce biotita. Los minerales accesorios son apatito y titanita.

Al sudeste de mina Salamanca los cuerpos granodioríticos presentan formas elongadas con rumbo NNE, gradando en sus partes marginales a dioritas. Estas rocas presentan una textura hipidiomórfica a alotriomórfica granular, con cristales euhedrales de plagioclasa ( $An_{46}$ ), con zonación normal. La ortosa, la que presenta desmezcla de cuarzo, es intersticial. Hornblenda y augita son los mafitos dominantes. Entre los minerales accesorios se destacan apatito, biotita, muscovita, titanita y clinozoicita.

### **Yacimientos de talco**

#### *Mina Salamanca*

**Labores subterráneas:** Todas las labores se encuentran situadas en el flanco norte del Cerro Salamanca (2450 m). Los niveles a los cuales se pudo acceder son Don Carlos, El Porvenir y Sin Nombre. El nivel Don Carlos, con una longitud total de 304 m, se desarrolla en serpentinitas. La mineralización

de talco se asocia a sistemas de fallas, los cuales presentan rumbo N 24° E y buzamiento de 74° al NO, formando dos vetas cuya potencia total es de 1,5 m. En este nivel se han mapeado, además, vetas de talco asociadas a un fallamiento de rumbo N 57° O y buzamiento de 70° al NE, las cuales tienen una potencia máxima de 30 cm. En el nivel El Porvenir, con una longitud total de 174 m, la mineralización de talco se localiza en un plano de falla de rumbo N 45° E y buzamiento de 63° al SE, formando una veta de 1,5 m de espesor, la cual pasa lateralmente a una zona de alteración constituida por clorita, tremolita y dolomita. En el nivel Sin Nombre la mineralización de talco es pobre y se halla representada por una veta de 20 cm de potencia. El rumbo de la misma es N 30° E y buza 75° al SE.

**Labores a cielo abierto:** En el área del yacimiento mina Salamanca, podemos citar la Cantera Nivel El Porvenir, la cual se desarrolla a unos 400 m al NNE del nivel El Porvenir. Los detalles de la geología, mineralogía y química de las rocas aflorantes fueron estudiadas por Maiza *et al.* (1982).

#### *Mina Doce Hermanos:*

En este yacimiento hay tres labores subterráneas: el nivel +10, el nivel Cero y el nivel -10. El nivel +10 con una longitud de 130 m en dirección SO, se desarrolla en serpentinita y esquistos, donde es posible observar una veta de talco de 15 m de potencia, la cual posee un rumbo N 55° E y buzamiento de 76° al NO.

En el nivel Cero, las vetas de talco son de escasa potencia.

Por su parte el nivel -10, con una extensión de 200 m, se desarrolla en esquistos anfíbólicos y serpentinitas, habiéndose muestreado dos vetas de talco de exigua potencia (20 cm).

#### *Mina Teniente Matienzo*

**Labores subterráneas:** En este yacimiento las labores se desarrollan con dirección SO y OSO, en esquistos micáceos y serpentinitas. Las fallas más importantes presentan rumbos que oscilan entre N 45° O a N 60° E, predominando las de rumbo 15° O - N 20° E. Las vetas de talco presentan rumbos predominantes al NE y subordinadamente al NO.

#### *Mina Olga Luisa*

**Labores superficiales:** La explotación se realiza en las canteras y en los afloramientos de las vetas de talco. Se pueden reconocer dos sistemas de vetas, el sistema Noreste vinculado a fallas con rumbo N 50° - 85° E y buzamientos de 60° a 80° al NO y SE. Este sistema de vetas se halla desplazado y deformado por efecto de un fallamiento de rumbo dominante NO-SE, al cual se vincula el sistema Noroeste de vetas de talco de rumbo N 45° - 70° O.

Estas vetas se han desarrollado con posterioridad a las del

sistema Noreste, a las cuales intersectan.

### Mineralización de talco.

#### Mineralogía y texturas

En mina Salamanca, Doce Hermanos, Teniente Matienzo y Olga Luisa, el talco es el constituyente mayoritario de la veta (80-90%), al cual se asocian subordinadamente anfíboles, magnesita, calcita, dolomita, cloritas y en algunos casos minerales opacos.

En las vetas de talco se pueden reconocer tres variedades texturales. La primera de ellas está caracterizada por láminas de 1 x 0,2 mm en el caso de mina Salamanca y de 130 x 660  $\mu\text{m}$  en mina Olga Luisa. Estas láminas se hallan rodeadas por agregados cristalinos masivos, en ocasiones reemplazadas por talco microcristalino y cloritas, alteración ésta que se desarrolla según el clivaje del talco. En mina Olga Luisa las láminas se encuentran deformadas y replegadas. Esta textura es dominante en mina Salamanca, Doce Hermanos, Teniente Matienzo y en el sistema Noreste de Olga Luisa.

El segundo tipo textural está constituido por agregados cristalinos masivos, integrados por laminillas de talco cuyo tamaño promedio oscila entre 50 x 62  $\mu\text{m}$  para el caso de mina Salamanca y 20 x 25  $\mu\text{m}$  en mina Teniente Matienzo.

El tercer tipo textural está formado por un afieltrado de prismas de tremolita, entre los cuales se presentan talco y cloritas. Esta textura se desarrolla en las zonas de alteración, entre las vetas y las rocas de caja.

#### Composición química

En la Tabla 1 se presentan los resultados correspondientes a seis muestras, obtenidas en los frentes de explotación de los yacimientos estudiados (cada una promedio de tres determinaciones) y la composición química teórica del talco.

Los difractogramas de estas muestras presentan reflexiones características correspondientes a carbonatos, anfíboles y cloritas. Los porcentajes de estos últimos minerales son variables y permiten explicar el alto porcentaje de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de las muestras N°2 y 0301 respectivamente y el bajo porcentaje de  $\text{SiO}_2$  de la muestra 0301.

De estos análisis, los correspondientes a mina Olga Luisa y Teniente Matienzo son los que más se aproximan a los valores del talco teórico, mientras que el de la muestra 1329 es similar al de mina María Susana (yacimiento ubicado al NE de la villa de Uspallata), Angelelli *et al.* (1980), clasificado como de tipo industrial.

En lo que hace a la utilización de estos materiales como inertes para pintura (IRAM 1965 a) todas las muestras, con excepción de la N°2, superan los requerimientos respecto al porcentaje mínimo de  $\text{SiO}_2 + \text{MgO}$ , que es del 75 %. En lo que hace a la suma de  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , cuyo porcentaje máximo es del 6 %, sólo la muestra 0428 cumple con este requisito.

Finalmente, en relación a la pérdida por calcinación, todas las muestras presentan valores por debajo del máximo exigido. Se puede indicar que la muestra 0428 se ajusta a las exigencias de la norma IRAM en lo que hace a inertes para pinturas.

**Tabla 1:** Composición química de las muestras de talco del distrito Salamanca. N° 1: Canteras, mina Teniente Matienzo; 1329: Nivel Don Carlos, mina Salamanca; N° 2: Nivel El Porvenir, mina Salamanca; 0301: Nivel Sin Nombre, mina Salamanca; 3227: Nivel Cero, mina Doce Hermanos; 0428: Vetas superficiales, mina Olga Luisa.

Oxidos	M U E S T R A S N°						Teórico
	N° 1	N° 2	3227	1329	0301	0428	
$\text{SiO}_2$	54,74	60,30	57,50	52,63	48,76	60,00	63,35
$\text{Al}_2\text{O}_3$	5,18	12,21	4,41	5,02	4,37	—	—
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6,07	5,15	5,59	5,44	9,77	5,60	—
CaO	1,01	4,53	4,41	3,45	4,37	1,41	—
MgO	27,55	11,49	25,59	26,08	27,15	28,82	31,90
$\text{Na}_2\text{O}$	0,17	0,31	0,18	0,27	0,16	0,08	—
$\text{K}_2\text{O}$	0,01	0,034	0,011	0,024	0,024	0,01	—
$\text{Li}_2\text{O}$	0,00	0,004	0,00	0,004	0,006	0,00	—
PpC	5,52	5,98	4,11	6,87	4,41	4,14	4,75
Total	100,25	100,01	100,42	99,78	100,60	100,12	100,00

En el caso del uso como carga para caucho (IRAM 1965 b) sólo las muestras N° 1, 3227 y 0428 superan el mínimo de  $\text{SiO}_2 + \text{MgO}$  exigido (80 %), mientras que ninguna de ellas está por debajo del máximo de Fe (1 %). Esto descarta al material analizado en este trabajo como carga para caucho, salvo que se le aplique un proceso de purificación.

### Conclusiones

En el área de las minas Salamanca, Doce Hermanos, Teniente Matienzo y Olga Luisa, las rocas de caja se hallan constituidas por esquistos micáceos, anfibólicos y serpentinitas. Las rocas metamórficas presentan un rumbo dominante NE-SO y buzamiento al NO y SE. Las serpentinitas constituyen cuerpos elongados, paralelos al rumbo de las rocas metamórficas. Este conjunto de rocas se encuentran intruidos por cuerpos de composición granodiorítica.

La paragénesis mineral de las vetas de talco está integrada por el citado mineral, al cual acompañan cloritas, anfíboles, carbonatos, serpentina y en ocasiones minerales opacos.

Los análisis químicos indican que las muestras de talco de mina Olga Luisa son las que más se aproximan a la composición química teórica del talco. El talco de este yacimiento es apto para su empleo como inerte para pintura, mientras que en el caso de su utilización como carga para caucho, ninguna de las muestras analizadas cumple con los requisitos exigidos por las normas IRAM.

Por lo tanto es prerequisite para su utilización en esta última industria, un tratamiento de concentración previa, con el objeto de eliminar impurezas.

### Agradecimientos

Los autores desean agradecer al CONICET por el apoyo económico brindado, a la Universidad Nacional del Sur por la utilización de sus dependencias, a los propietarios de los yacimientos por permitir el acceso a los mismos y a los correctores anónimos de la revista, por las valiosas sugerencias aportadas.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R., 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región centro-cuyo. *Anales Secretaría de Estado de Minería*, 19: 1-261.
- Bjerg, E.A., 1984. Identificación de las fases monoclinica y hexagonal de la pirrotina de mina Salamanca. Su posible uso como geotermómetro. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 269-274.
- Bjerg, E.A., 1985. Aspectos genéticos del proceso de mineralización y su relación con cuerpos serpentínicos del área de las minas Salamanca, La Luisa y La Barrera, Departamento Tupungato, provincia de Mendoza. Tesis Doctoral: 1-93. Biblioteca Central, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca (inédito).
- Bjerg, E.A., Labudía, C.H. y Maiza, P.J., 1984. Actinolita de mina Salamanca, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 285-291.
- Bjerg, E.A., Gregori, D.A., Losada Calderón, A. y Labudía, C.H., 1992. Las metamorfitas del faldeo oriental de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 234-245.
- Brodtkorb, M.K. de, 1970. La cobalto-pentlandita del yacimiento Salamanca, provincia de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (3): 307-310.
- Brodtkorb, M.K. de, 1971. El yacimiento Salamanca, ejemplo de depósito «hidrotermal» de Cu-Ni. 1° Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, 1: 1001-1011. Madrid.
- Caminos, R., 1985. El magmatismo neopaleozoico en la Argentina. Síntesis y principales problemas. Paleozoico superior de Sud América, Proyecto N° 211. IUGS-UNESCO. Comunicaciones: 1-15.
- Caminos, R., Cordani, U.G. y Linares, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: F43-F61.
- Gregori, D.A., 1985. Evaluación de las condiciones genéticas de los yacimientos de origen hidrotermal a través del estudio químico, mineralógico y estructural de las cloritas. Tesis Doctoral: 1-102. Biblioteca Central. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca (inédito)
- IRAM, 1965a. Pigmentos e inertes para pinturas: Talco. Norma 1082/65: 1-5.
- IRAM, 1965b. Pigmentos y carga para caucho: Talco. Norma 113215: 1-7.
- Maiza, P.J., Bengochea, A.L., Labudía, C.H., Mas, G.R. y Peral, H.R., 1981. Estudio geológico de la mina de talco El Pato, dpto. Tunuyán, prov. de Mendoza, Rep. Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 313-326.
- Maiza, P.J. y Gregori, D.A., 1984. Alteración de cloritas frente a diferentes condiciones fisicoquímicas que se desarrollan en el hidrotermalismo, simuladas en el laboratorio. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 415-424.
- Maiza, P.J., Bjerg, E.A. y Gregori, D.A., 1982. Mineralogía y quimismo de la zona de alteración en un perfil de mina Salamanca, Depto. Tupungato, provincia de Mendoza. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 1: 665-674. Buenos Aires.
- Polanski, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 24 ab, Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín, 128: 1-110.
- Villar, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogénico. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, 3: 135-155. Buenos Aires.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th. Ed. 344 p. Springer Verlag, New York.
- Zardini, R., 1958. Serpentinitas del Río de las Tunas, Cuchilla de Yalguaraz, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (1-2): 67-86.
- Zardini, R., 1960. Esquisto talco actinolítico en la mina Sol de Mayo, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (3-4): 181-189.

Recibido: 3 de mayo, 1991.

Aceptado: 13 de mayo, 1992.



## Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan)

Carlos O. LIMARINO y Silvia N. CESARI

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina*

**ABSTRACT.-** *Stratigraphic position of Cortaderas Formation and definition of Angualasto Group (Lower Carboniferous, San Juan, Precordillera).* A new stratigraphic scheme is proposed for the Lower Carboniferous in the Precordillera of San Juan (northwest Argentina). On the basis of the information obtained from two main outcrops (Malimán and San Juan river) the Angualasto Group is defined, to include the El Ratón, Malimán and Cortaderas formations. At its type locality (La Cortadera creek, 29° 45' S, 69° 02' W), the Angualasto Group comprises two formations, Malimán (lower) and Cortaderas (upper) which unconformably overlie the Chigua Formation (Devonian). On the basis of palynological data the Cortaderas Formation (originally considered to be Upper Carboniferous - Permian) is assigned to the Lower Carboniferous. As a result, the known amount of early Carboniferous sedimentation is increased and the stratigraphic chart of the region is considerably modified. The El Ratón Formation crops out on both sides of the San Juan river and is considered to be a stratigraphical equivalent of the Malimán and part of the Cortaderas formations. The Angualasto Group was deposited in marine (mainly coastal) and continental (fluvial) environments. Two main transgressive events were identified: 1) a high sea-level stand recorded in the middle part of the Malimán Formation and 2) another in the top of the Cortaderas Formation.

### Introducción

A lo largo de la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan aflora un interesante conjunto de rocas correspondientes al Carbonífero inferior. Estas rocas representan los restos de una cubierta mucho más extendida arealmente, la que ocupó la mayor parte de las cuencas Río Blanco-Calingasta-Uspallata y se encuentra hoy en gran parte erodada o cubierta por depósitos modernos. Sin embargo, en el extremo austral de la Sierra de La Punilla, en cercanías de los poblados de Angualasto y Malimán, ha quedado preservada muy probablemente la mejor exposición de Carbonífero inferior de Argentina y la única de Sud América donde el Carbonífero temprano está documentado por fósiles marinos y restos de plantas (López Gamundi *et al.* 1987).

Estas rocas fueron estudiadas por Furque (1956) y Scalabrini Ortiz (1973); el último de los autores mencionados las incluyó en las Formaciones Malimán y Cortaderas, unidades que refirió al Carbonífero inferior y Carbonífero medio-superior o quizás Pérmico respectivamente, considerando además la presencia de una discordancia erosiva entre ambas Formaciones.

El propósito de este trabajo es analizar la estratigrafía del Neopaleozoico en la comarca y valorar la conveniencia de definir una unidad estratigráfica de orden mayor (Grupo) para incluir a las secuencias del Carbonífero inferior aflorantes en la Precordillera occidental sanjuanina. Paralelamente, se brindan precisiones referentes a la edad de la Formación Cortaderas, tema que junto al significado de la discordancia señalada por Scalabrini Ortiz (1973) resulta crítico para la elaboración de un esquema estratigráfico regional.

Con el objeto de cumplir con los propósitos enunciados, dos grupos de afloramientos carboníferos fueron analizados; el más septentrional corresponde a las exposiciones de la Sierra de La Punilla y el austral a los afloramientos ubicados sobre ambas márgenes del Río San Juan y referidos a la Formación El Ratón (Guerstein *et al.* 1965, véase Fig. 1).

### Ubicación de los afloramientos considerados

Sobre la vertiente occidental de la Sierra de La Punilla aflora una estrecha pero elongada faja de sedimentitas del Carbonífero inferior (Fig. 2). Por el sur los afloramientos comienzan frente al poblado de Angualasto y se extienden en

dirección norte por unos 18 km hasta el paraje conocido como quebrada Chigua Norte desde donde se hunden progresivamente debajo de la cubierta cuartaria. Estas exposiciones fueron inicialmente consideradas por Furque (1956, 1963) quien dividió a la secuencia en dos «Grupos» (miembros) incluidos en la Formación Volcán.

Las observaciones de Furque fueron ampliadas por Scalabrini Ortiz (1970, 1973) quien estudió detalladamente a estas rocas, dividiéndolas en dos Formaciones llamadas Malimán (la inferior) y Cortaderas (la superior). La Formación Malimán tiene un espesor de 1160 m, descansa en discordancia angular sobre la Formación Chigua (Devónico) y es cubierta por la Formación Cortaderas (1188 m) en «discordancia erosiva» (Scalabrini Ortiz 1970: 41). La parte superior de la secuencia carbonífera no se conoce en la zona pues se encuentra suprimida por una falla inversa que la pone en contacto con la Formación Punilla (Devónico). De acuerdo a Scalabrini Ortiz (1970) la Formación Malimán fue atribuida al Carbonífero inferior y la Formación Cortaderas al Carbonífero superior o Pérmico.

Hacia el sur, sobre ambas márgenes del valle del Río San Juan (Fig. 1), aflora otro interesante conjunto de rocas eocarboníferas referidas a la Formación El Ratón (Guerstein *et al.* 1965). Los mejores afloramientos se encuentran entre los kilómetros 113 y 117 de la Ruta Nacional 20, que une las ciudades de Calingasta y San Juan. Allí la Formación alcanza un espesor de 810 m descansando sobre rocas devónicas de la Formación El Planchón, estando su techo suprimido por falla (Quartino *et al.* 1971).

Otro interesante grupo de exposiciones (Fig. 1) fue descrito por Sessarego (1984) entre el corrimiento del Alto de Los Pajaritos y la Falla Tontal (margen izquierda del Río San Juan). Allí la secuencia alcanza un espesor de 1041 m no siendo visibles ni la base ni el techo. De acuerdo a correlaciones estratigráficas e información paleontológica la Formación El Ratón es referida al Carbonífero inferior (Quartino *et al.* 1971; Manceñido 1973; Azcuy *et al.* 1980 y Sessarego y Césari 1989).

#### Grupo Angualasto (*nov. nom*): definición y fundamentos

Se propone la denominación formal de Grupo Angualasto para incluir en una misma unidad a las Formaciones Malimán, Cortaderas y El Ratón (= Del Ratón). La creación de este Grupo permite reunir en una unidad estratigráfica de orden mayor a formaciones de similar composición litológica que muestran un mismo desarrollo paleogeográfico y fueron depositadas durante el Carbonífero inferior.

Litológicamente la unidad está formada principalmente por areniscas (generalmente grauvacas líticas) y pelitas de color verde oscuro y gris, las que a menudo intercalan potentes secuencias conglomerádicas especialmente en su parte inferior y media. El Grupo, con un espesor mínimo de 2350 m, descansa discordantemente sobre rocas devónicas pertene-

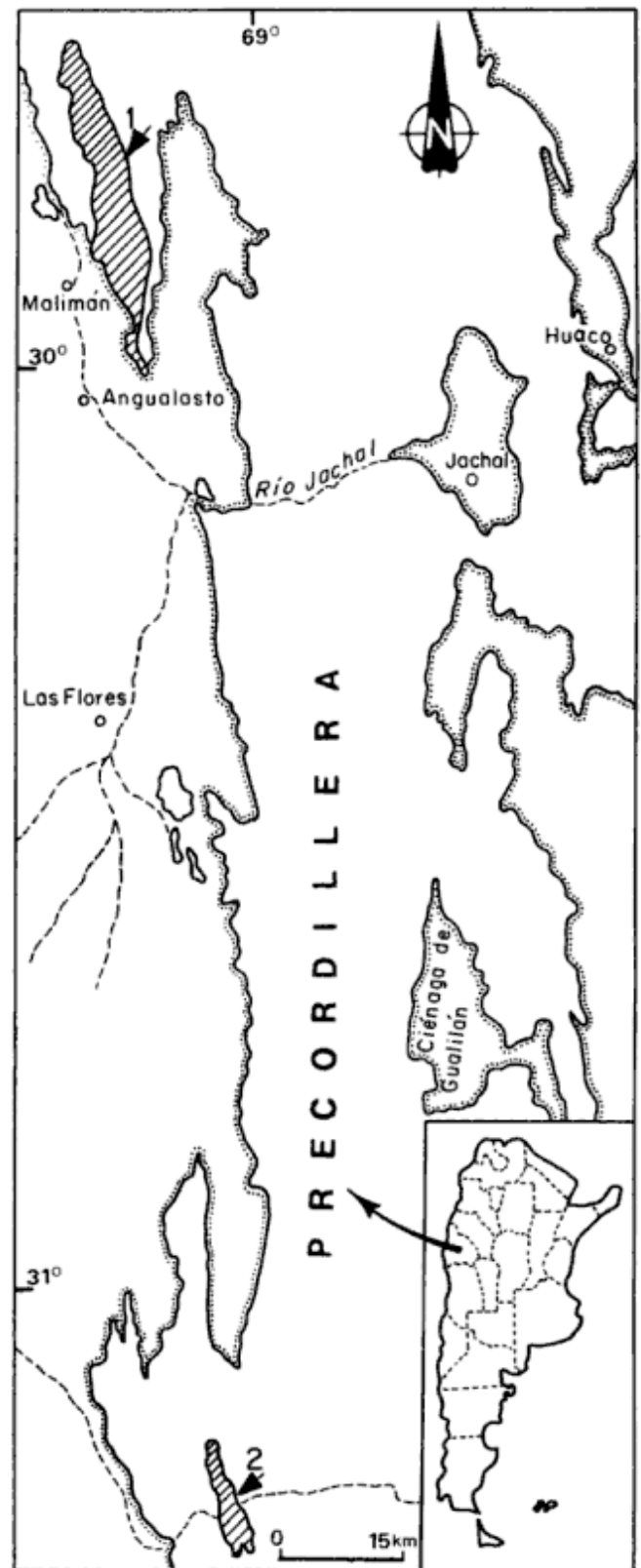


Figura 1: Ubicación de los afloramientos del Carbonífero inferior en la Precordillera de San Juan. 1: área del Río Blanco (Formaciones Malimán y Cortaderas) y 2: área del Río San Juan (Formación El Ratón). La línea punteada indica el pie de sierra.

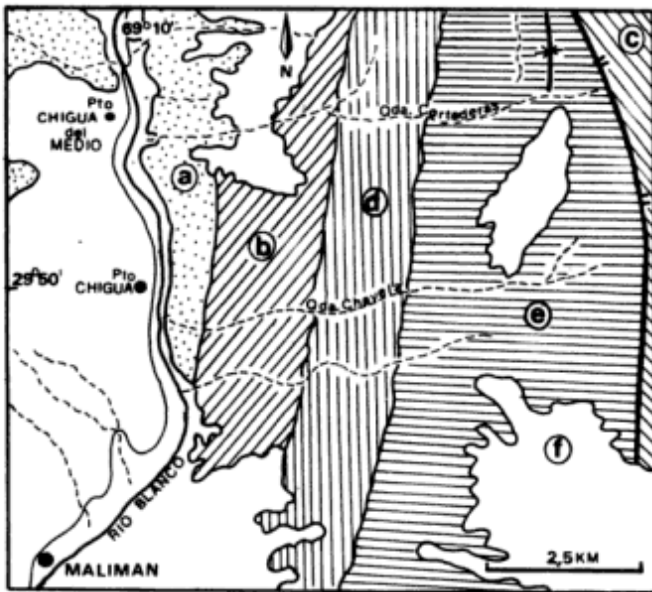


Figura 2: Ubicación y geología de la quebrada de La Cortadera (modificado de Furque 1956), a: Formación Pirca Negra, b: Formación Chigua, c: Formación Punilla, d: Formación Malimán, e: Formación Cortaderas y f: Cuartario.

cientes a las Formaciones Chigua y El Planchón; y aunque su techo no es visible (se encuentra suprimido por falla) es muy probable sea cubierto en forma discordante por el Grupo Paganzo de edad Carbonífera superior (véase Fauqué y Limarino 1992).

Las razones que fundamentan la creación de este Grupo pueden sintetizarse en los siguientes puntos:

1) Es conveniente la definición de una unidad litoestratigráfica que refleje las vinculaciones litológicas, genéticas y temporales entre las tres formaciones tratadas.

2) Debido a las similares características litológicas (específicamente entre las Formaciones Malimán y Cortaderas) resulta problemático asignar a una determinada unidad afloramientos aislados del Carbonífero inferior. Es necesaria entonces la creación de una unidad útil para el mapeo regional que permita incluir objetivamente a estos afloramientos de ubicación estratigráfica incierta a nivel formacional.

3) La creación del Grupo Angualasto enfatiza las importantes diferencias litológicas que existen entre las secuencias del Carbonífero inferior (sedimentadas en ambientes mixtos, mucho más deformadas tectónicamente) de las series arcóicas principalmente continentales del Grupo Paganzo (Carbonífero superior).

Un punto crítico para la definición del Grupo Angualasto es la naturaleza de las discordancias intracarboníferas señaladas por Furque (1956) y Scalabrini Ortiz (1970, 1973). Estos autores han considerado la existencia de superficies discordantes en dos niveles estratigráficos diferentes de la secuencia aquí analizada. Mientras Furque (1956) dedujo de su interpretación estructural una «supuesta discordancia» angular entre sus secciones 7 y a (Furque 1956: 60); Scalabrini

Ortiz (1970) describió una discordancia erosiva que separaría a las Formaciones Malimán y Cortaderas (más de 200 m por encima de la citada por Furque). Como vemos, la posición estratigráfica y naturaleza de las discordancias señaladas es distinta y su presencia ha sido en realidad en ambos casos deducida. Así, en lo que respecta a la discordancia señalada por Furque (1956), los estudios de Scalabrini Ortiz (1970) han establecido un pasaje concordante en el tramo correspondiente a los complejos 7 y a, por lo que el mencionado autor no adhiere a la existencia de la discordancia angular postulada por Furque.

En relación a la discordancia erosiva señalada por Scalabrini Ortiz (1970) entre las Formaciones Malimán y Cortaderas, el pasaje entre ambas unidades está marcado por un intervalo conglomerádico ubicado en la base de la Formación Cortaderas, el que presenta espesores muy variables entre 224 m (quebrada de Malimán) y 112 m (quebrada de Cortaderas, Scalabrini Ortiz 1970). En la interpretación de Scalabrini Ortiz estas psefitas atestiguarían la existencia de movimientos diastróficos intracarboníferos, incluidos posteriormente por Aceñolaza y Toselli (1981) en la Fase Malimán. Además, Scalabrini Ortiz asignó a estos movimientos gran importancia paleogeográfica pues supuso que produjeron el alzamiento de la Sierra de la Punilla (Protoprecordillera) y la formación de abanicos pedemontanos a uno y otro lado de la mencionada sierra.

De esta forma, Scalabrini Ortiz correlacionó temporalmente los conglomerados de la base del Grupo Paganzo (Formación Guandacol) en el área de la quebrada de Volcán con los que componen la parte inferior de la Formación Cortaderas. Finalmente, Azcuy (1985) consideró a la Fase Malimán como generadora de la Cuenca Paganzo, asignándole por lo tanto un papel significativo en la evolución paleogeográfica del Paleozoico superior.

Nuestras observaciones llevan a relativizar la importancia de los movimientos malimánicos y por lo tanto también el significado y existencia de la discordancia. En nuestra opinión el supuesto carácter erosivo de la discontinuidad es difícil de apreciar en los afloramientos y fue sugerido por Scalabrini Ortiz por las variaciones en el espesor del miembro superior de la Formación Malimán deducidas de la correlación de perfiles. Sin embargo, debe también admitirse la posibilidad que estas variaciones respondan a cambios faciales (antes que a erosión) los que podrían verse favorecidos por la posición marginal en la cuenca que ocupa la secuencia analizada. En este sentido, puede establecerse una analogía con el miembro inferior de la Formación Cortaderas que suprayace directamente a la supuesta superficie de discordancia.

Como hemos indicado arriba, este miembro reduce un 50% el espesor entre las quebradas de Malimán (224 m) y Cortaderas (112 m) en tan sólo 6 km de distancia. Esta variación debe ser obviamente interpretada como debida a cambios faciales y no a la existencia de una discordancia erosiva en el techo del miembro.

Por otro lado, no existen evidencias concretas del ascenso de la Sierra de la Punilla como resultado de los movimientos malimánicos, pues los conglomerados del área de Volcán (de edad Carbonífera superior) no pueden ser correlacionados temporalmente con los de la base de la Formación Cortaderas (del Carbonífero inferior).

En cuanto a la posibilidad de que los movimientos de la Fase Malimán hayan sido los que originaron la Cuenca Paganzo, en trabajos anteriores ha sido discutido el tema (Limarino *et al.* 1990) y de acuerdo a datos paleontológicos no parece haber correspondencia entre ambos eventos, creándose Paganzo probablemente por los movimientos de la Fase Río Blanco (Fauqué y Limarino 1992).

De acuerdo a la información presentada no asignamos a la «superficie malimán» significado diastrófico ni paleogeográfico y, como será discutido oportunamente, creemos vinculada la existencia de las psefitas de la base de la Formación Cortaderas al desarrollo de facies de abanico deltaico vinculadas a cambios del nivel del mar. El origen de estos cambios (frecuentes durante el Carbonífero inferior, véase Fig. 3), no es aún conocido, pero no parecen estar vinculados a diastrofismo, al menos en el sector precordillerano.

Por lo expuesto, consideramos que no existen inconvenientes para definir el Grupo Angualasto, fijando como estratotipo a los afloramientos de la quebrada de la Cortadera.

#### Descripción del estratotipo

La secuencia aflorante en la quebrada de la Cortadera (29° 45' S, 69° 02' O) es la elegida como estratotipo del Grupo Angualasto. La elección de este perfil tiene una serie de ventajas: 1) en él se presenta la secuencia más completa de Carbonífero inferior en la región, siendo visibles la base del Grupo y los términos más altos a la fecha conocidos de la Formación Cortaderas; 2) coincide con el perfil tipo propuesto por Scalabrini Ortiz (1970, 1973) para las Formaciones Malimán y Cortaderas; 3) la perturbación tectónica es escasa y las exposiciones se encuentran en general libres de cubierta cuartaria; 4) sobre esta quebrada aflora la mayor parte de los niveles fosilíferos citados en trabajos anteriores y en ella ha sido recolectada la totalidad del material palinológico considerado en este trabajo.

El acceso a los afloramientos puede realizarse con vehículo desde la localidad de Rodeo, pasando por Angualasto y Malimán, hasta llegar a la boca de la quebrada de La Cortadera. Desde allí debe cruzarse el Río Blanco y remontar la citada quebrada unos 4 km hasta llegar a los primeros afloramientos del Carbonífero (Fig. 2).

El perfil utilizado en este trabajo para definir al Grupo Angualasto (Fig. 3) ya ha sido prolijamente levantado por Scalabrini Ortiz (1970: 24). Nuestras observaciones sólo tienden a confirmar los aspectos generales, completar algunos rasgos litológicos y discutir la importancia de varios puntos de interés estratigráfico.

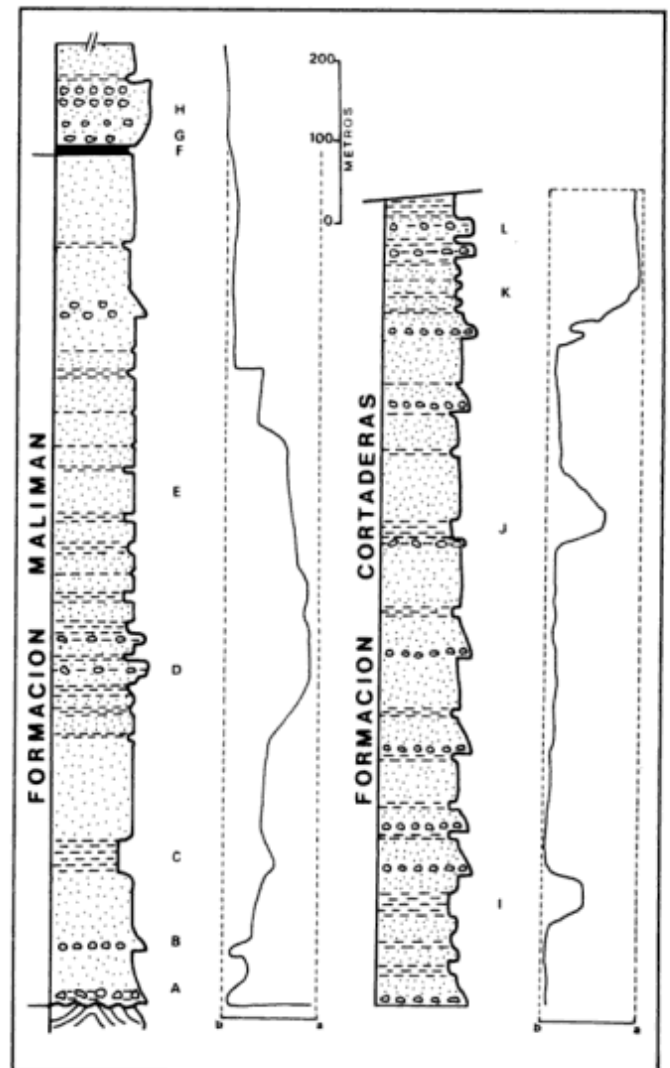


Figura 3: Perfil esquemático del Grupo Angualasto en la quebrada de La Cortadera. Las letras indican puntos de interés estratigráfico citados en el texto y la curva representa las variaciones del nivel del mar (a: dominio de facies de mar alto y b: dominio de facies de mar bajo).

#### Formación Malimán

La denominación de Formación Malimán fue propuesta por Scalabrini Ortiz (1970, 1973) para designar a la parte inferior de la secuencia carbonífera que aflora en el sector occidental de la Sierra de La Punilla, apoyando en discordancia angular sobre sedimentitas devónicas (Formación Chigua).

Anteriormente, Furque (1956) había mencionado a estas rocas, aunque sin advertir la discordancia arriba señalada, razón por la cual incluyó a la parte inferior de la secuencia carbonífera en la Formación Chavela (Devónico), refiriendo al resto de la sucesión a la Formación Volcán. Años más tarde, Furque y Baldís (1973) aceptaron reubicar a la parte alta del llamado «Chavela continental» en la Formación Malimán y



dieron cuenta de la discordancia ubicada en el techo del Devónico.

El nombre de Formación Malimán es aquí adoptado en desmedro del de Formación Volcán. Si bien esta última denominación tendría prioridad, ocurre que ha sido empleada para designar a rocas carboníferas que afloran a uno y otro lado de la Precordillera (Cuenca Río Blanco-Cuenca Paganzo) las que no tienen la misma composición litológica ni ubicación estratigráfica (Limarino *et al.* 1988).

Sintéticamente, la Formación Malimán está compuesta por areniscas (grauvacas líticas y feldespáticas), pelitas y escasos niveles de para y ortoconglomerados resultando el conjunto de color verde oscuro. El perfil tipo muestra en su base (Fig. 3, nivel A) unos 15 m de paraconglomerados, generalmente matriz-sostenidos, gris verdosos, estratificados en bancos potentes y macizos. La matriz es usualmente limosa o arenosa fina, aunque localmente existen lentes de areniscas medianas con guijas y guijarros dispersos. La composición de los clastos es uniforme, tratándose de cuarzo, fragmentos líticos de sedimentitas (generalmente areniscas, a veces silicificadas) y vulcanitas mesosilícicas. Esporádicamente se intercalan entre los conglomerados bancos arenosos con restos de tallos.

Continúa el conjunto descripto con unos 300 m de areniscas gris verdosas, principalmente medianas y finas, estratificadas en bancos potentes, internamente laminados o exhibiendo laminación ondulítica. Se trata en su mayoría de grauvacas líticas o subfeldespáticas que ocasionalmente intercalan bancos medianos y gruesos de pelitas verdes, macizas y carbonosas.

En forma esporádica aparecen también en esta sección delgados niveles de conglomerados, generalmente lenticulares, con clastos de hasta 5 cm de diámetro, de similar composición a los descriptos en el nivel A. En todo este intervalo son frecuentes los restos de plantas, especialmente pequeños tallos mal conservados (nivel B) junto a gasterópodos, crinoideos y braquiópodos (nivel C, véase Scalabrini Ortiz 1970).

El perfil es seguido por un espeso intervalo (290 m) donde alternan areniscas y limolitas verde oscuras, que intercalan escasos pero potentes niveles de diamictitas. Las areniscas, generalmente medianas, muestran con alguna frecuencia calcos de carga, deformación sinsedimentaria y calcos de surco; siendo internamente macizas, laminadas o con estructuras microgradadas. Las pelitas forman bancos tabulares, delgados a medianos, internamente laminados.

En lo que respecta a las diamictitas (niveles D), se han identificado al menos dos horizontes formados por bancos gruesos de paraconglomerados matriz-sostenidos y pelitas guijarrosas de color gris oscuro. Los clastos alcanzan diámetros de hasta 20 cm, se encuentran moderadamente bien redondeados y dispersos aleatoriamente dentro de una matriz maciza, de textura limosa.

Culmina la Formación Malimán con unos 400 m de areniscas, principalmente medianas y gruesas, estratificadas

en bancos potentes. Se trata de subarcosas, grauvacas líticas y escasas arcosas de color gris claro hasta rosado. Es conspicua la presencia de estratificación estrechizada, especialmente en «sets» agrupados de artesas de hasta 80 cm de potencia, que pueden mostrar ligera deformación sinsedimentaria; siendo destacable también la existencia de algunas grietas de desecación en el techo de la Formación. Acompañan al conjunto descripto intercalaciones de pelitas laminadas gris verdosas (con escasos restos muy mal conservados de plantas) y niveles de ortoconglomerados matriz y clasto sostenidos, macizos, con individuos de hasta 15 cm de diámetro máximo.

*Edad:* Los primeros hallazgos fosilíferos en la Formación Malimán corresponden a restos plantíferos coleccionados por Furque y descriptos por Frenguelli (1954). Las especies identificadas por este autor fueron: *Protolepidodendron eximium* Frenguelli, *Charnelia dichotoma* Frenguelli, *Furqueia angladae* Frenguelli, *Hyenia argentina* Frenguelli, *Adiantites devonica* Frenguelli y *Cyclostigma confertum* Frenguelli.

Más tarde, varios autores revisaron o se refirieron al material, entre ellos Menéndez (1965), Azcuy *et al.* (1980), Césari (1988), Sessarego y Césari (1989) y Arrondo *et al.* (1991). Uno de los taxones más discutidos de esta asociación ha sido el correspondiente a la licofita. Originalmente referida por Frenguelli a *Protolepidodendron*, fue más tarde combinada por Menéndez (1965) a *Drepanophycus* Goeppert. Restos similares procedentes de la Formación El Ratón fueron identificados por Azcuy *et al.* (1980) como *Lepidodendropsis sekondiensis* Mensah y Chaloner los cuales fueron combinados por Sessarego y Césari (1989) a *Lepidodendropsis eximius* por considerar que el material de ambas formaciones pertenecía a una única especie. Finalmente Arrondo *et al.* (1991) mediante una exhaustiva revisión de más de un centenar de ejemplares, incluidos los originales, definen un nuevo género, *Frenguella*, para incluir estos pequeños ejes de licofitas presentes en las Formaciones Malimán y El Ratón.

De acuerdo a las revisiones mencionadas, la flora de la Formación Malimán se halla integrada por las siguientes especies: *Frenguella eximia* (Frenguelli) Arrondo *et al.* (Fig. 4a, b, c y e), *Diplothemema bodenbenderi* (Kurtz) Césari (Fig. 4d), *Furqueia anglade* Frenguelli, «*Hyenia*» *argentina* Frenguelli, «*Rhodea*» sp. (Fig. 4h), *Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego y Césari (Fig. 4g) y *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez (Fig. 4f). La edad sugerida para la misma es carbonífera temprana, posiblemente viscaña (Sessarego y Cesari 1989).

De suma importancia para determinar la edad de la Formación Malimán es la presencia del goniátido *Protocanites scalabrini* Antelo, el cual fue referido al Carbonífero temprano (Antelo 1969). Esta especie, con caracteres evolutivos del Carbonífero inferior, aparece asociada a otros elementos faunísticos como *Camarotoechia chavelensis* Amos, *Rugosochonetes* cf. *chesterensis* (Weller), *Bellerophon* sp., *Trepsira* (*Angyomphalus*) sp. y *Pseudorthoceras* sp.,

descriptos por Amos (1958), Amos *et al.* (1973) y Riccardi y Sabattini (1975).

Esta fauna es reconocida como fauna de *Protocanites* por González (1985) quien le asignó una edad tournaisiana. En síntesis, la antigüedad de la Formación Malimán es carbonífera temprana de acuerdo a su contenido paleontológico.

#### *Formación Cortaderas*

Estas rocas fueron inicialmente descritas por Furque (1956) quien las incluyó en el «Grupo Superior» de la Formación Volcán. Con posterioridad, Scalabrini Ortiz (1970) identificó como Formación Cortaderas a la mayor parte del «Grupo» aludido, aunque excluyendo al tramo inferior considerado por este autor perteneciente a la Formación Malimán.

En este trabajo será empleado el nombre de Formación Cortaderas por razones análogas a las expuestas en el caso de Malimán. La Formación en cuestión es predominantemente arenosa, con potentes intercalaciones conglomerádicas en la parte basal y secuencias pelíticas-diamictíticas especialmente en el tercio superior. En su base está formada por gruesos bancos de ortoconglomerados polimícticos (nivel G, Fig. 5a) clasto sostenidos, macizos, con extremadamente bajos porcentajes de matriz. Los clastos, con un diámetro máximo de 30 cm y diámetro medio de 15 cm, son de cuarzo, vulcanitas mesosilíceas, metamorfitas de bajo grado, areniscas y pelitas; se encuentran bien redondeados y son de forma preferentemente prolada. Junto a las psefitas son también frecuentes en este tramo bancos delgados a medianos de areniscas medianas y finas de color gris verdoso, laminadas o en ocasiones con lentes pelíticos (paleosuelos) atestados de restos de plantas (nivel H). Por otro lado, ha sido también encontrado un manto carbonoso (nivel F), el que se ha comportado como una pequeña superficie de patinaje de las capas suprayacentes al producirse la deformación tectónica. Se trata de un banco tabular de unos 40 cm de potencia, de carbón opaco, con delgados lentes de vitrinita e intercalaciones de pelitas carbonosas donde fue encontrado abundante microplancton marino (Césari y Limarino 1992).

Suprayacen al conjunto descripto unos 550 m de areniscas medianas y gruesas acompañadas en menor proporción por conglomerados, areniscas finas y limolitas. Todas estas litologías tienden a agruparse formando ciclotemas granodecrecientes, en ocasiones no muy bien definidos.

Cada ciclotema (con espesores que varían entre 1 y 3 m) está formado en su base por una superficie erosiva sobre la que se apoyan conglomerados gris morados, finos y medianos, generalmente clasto-sostenidos, macizos, estratificados en bancos tabulares de hasta 1 m de potencia. Estas psefitas son sucedidas por areniscas medianas y gruesas, en bancos potentes, tabulares, con frecuente estratificación entrecruzada tabular planar. Siguen areniscas finas y muy finas, verdes, formando bancos delgados y medianos con frecuente estratificación ondulítica, laminación horizontal y en ocasiones capas maci-

zas. Finalmente, remata cada ciclo un banco de limolita (ligeramente carbonosa) de color gris oscuro y comúnmente laminada.

Un rasgo notable de este tramo es la fuerte disminución del diámetro máximo de los clastos y frecuencia de los conglomerados. En efecto, las psefitas que eran dominantes en la parte basal de la Formación Cortaderas (con clastos de hasta 30 cm de diámetro) disminuyen fuertemente su granulometría y participación en el tramo inmediatamente descripto hasta prácticamente desaparecer en la parte superior de este intervalo.

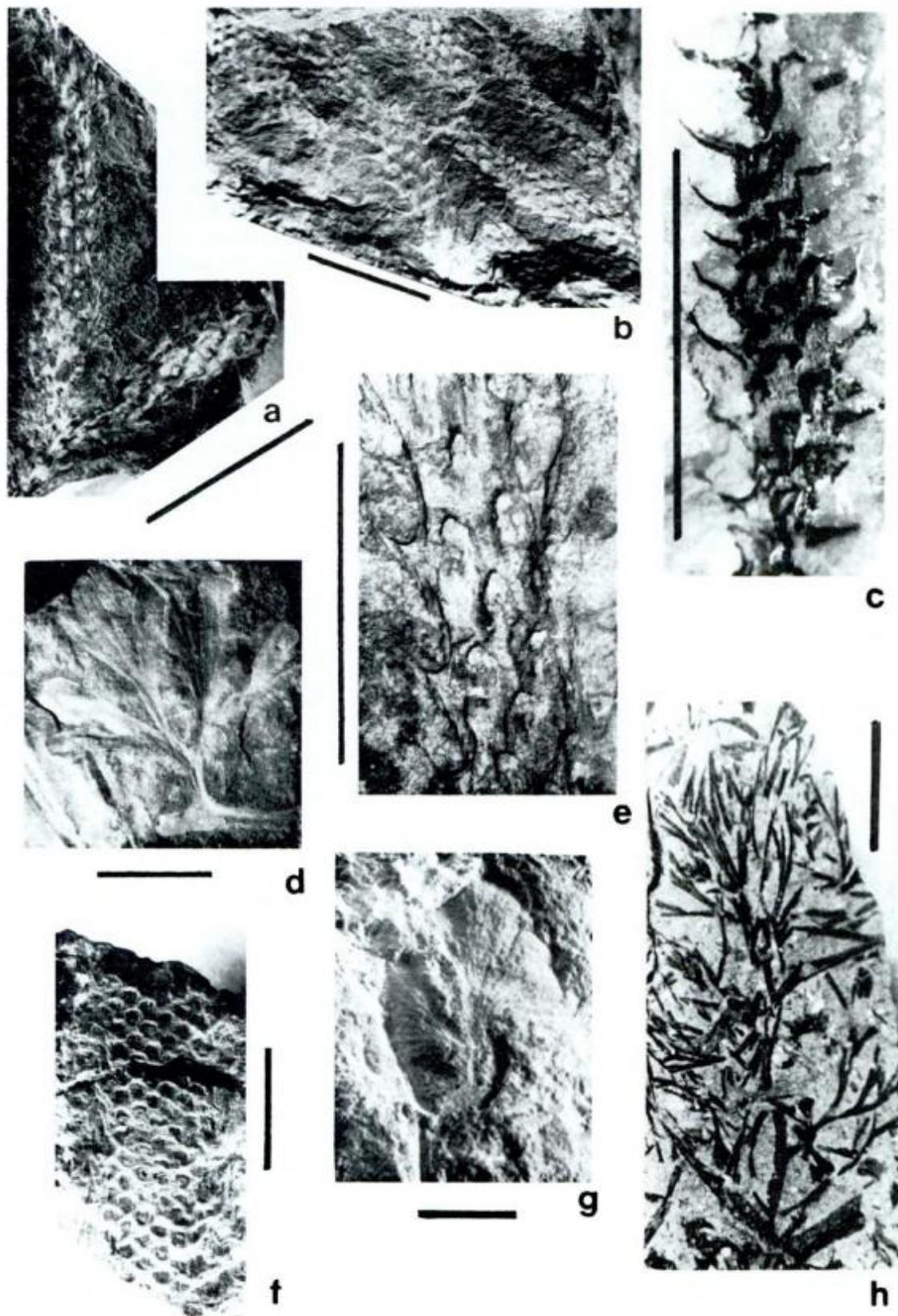
Continúan unos 290 m de areniscas finas y muy finas en ocasiones limosas (nivel J), acompañadas por delgados bancos de brechas y conglomerados matriz-sostenidos. Las areniscas son de color verde hasta gris amarillento, micáceas, por lo general laminadas, suelen mostrar ondulitas en la superficie de los bancos y frecuentes estructuras de deformación sinsedimentaria. En lo que hace a las brechas, son comunes en la parte inferior del intervalo, donde se presentan en muy delgados (pocos centímetros) niveles tabulares, generalmente formados por material intraformacional, anguloso a subanguloso, junto a fragmentos extraformacionales de variable redondez.

Finalmente, la parte superior del perfil es marcadamente contrastante desde el punto de vista litológico con el resto de la Formación Cortaderas. Está formada por unos 150 m de areniscas muy finas y pelitas de color gris verdoso (nivel K) entre las que se distribuyen varios niveles de diamictitas (paraconglomerados, nivel L) y pelitas guijarrosas laminadas.

Las pelitas componen aproximadamente el 50% del intervalo, se trata de limolitas y arcilitas verde oscuras, estratificadas en bancos tabulares, delgados, principalmente laminados. Un rasgo conspicuo de estas rocas es la frecuente presencia de clastos de gran tamaño (hasta 12 cm) que deforman la laminación produciendo estructuras de impacto (niveles M).

En lo que respecta a las areniscas, son principalmente finas y muy finas de color gris verdoso. Se presentan en bancos tabulares, por lo general medianos hasta delgados. A menudo conforman gruesas y monótonas secuencias (de hasta 30 m de espesor) de areniscas y pelitas alternantes, estando los bancos divididos en finas láminas paralelas (laminación horizontal) o exhiben bien desarrollada laminación ondulítica.

Las psefitas ya han sido descritas por Limarino y Page (1988). Si bien desde el punto de vista cuantitativo, son minoritarias (componen sólo el 15% del intervalo) su presencia es muy importante, como veremos luego, desde el punto de vista genético. Se trata de paraconglomerados, matriz-sostenidos y macizos, en su mayoría de color gris verdoso, con matriz limosa y diámetros máximos de clastos que oscilan entre 15 y 30 cm. La composición de la fracción mayor es bastante uniforme y formada principalmente por fragmentos líticos de epiclastitas (metamorfitas de bajo grado, conglomerados, pelitas, areniscas finas), cuarzo y calizas; habiéndose



**Figura 4:** a-c y d: *Frenguella eximia* (Frenguelli) Arrondo *et al.*; a: LPPB 483, b: BAFCPb 13469, c: LPPB 8945 y d: 481; e: *Diplothmema bodenbenderi* (Kurtz) Césari, BAFCPb 13470; f: *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez, LPPB 2427; g: *Eusphenopteris devonica* (Frenguelli) Sessarego y Césari, BAFCPb 10973 y h: «*Rhodea*» sp., BAFCPb 10927. LPPB: Colección Paleobotánica, Museo de La Plata; BAFCPb: Colección Paleobotánica, Fac. Cs. Ex. y Nat., Universidad de Buenos Aires. Escala gráfica = 1 cm.



se detectado la existencia de clastos facetados y estriados (Fig. 5b y c). Por último en la base de este intervalo aparecen potentes ortoconglomerados polimícticos clasto y matriz sostenidos, macizos, de color gris. Al menos tres niveles (H, I y J) de areniscas finas y pelitas han provisto abundante material palinológico junto a restos de plantas en su mayoría mal conservados.

**Edad:** La antigüedad de la Formación Cortaderas puede ser inferida como no más antigua que el Tournaisiano de acuerdo a su posición estratigráfica.

Su potencial contenido fosilífero hasta el presente no ha recibido exhaustiva investigación. Es así que Scalabrini Ortiz (1973) le adjudica una edad carbonífera tardía por correlación litológica con otras unidades de la Cuenca Paganzo.

Archangelsky y Arrondo (1971) sugirieron que *Botrychiopsis weissiana* Kurtz y *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky podrían hallarse en la Formación Cortaderas. Esa suposición se basó en la existencia de material, sin referencia a su procedencia estratigráfica, depositado en el Museo de La Plata junto con aquél descrito por Frenguelli (1954) de la Formación Malimán. Es de destacar, tal como lo señalaron esos autores, que los ejemplares, al no portar datos sobre su origen estratigráfico, sólo fueron relacionados a la Formación Cortaderas por su ubicación en el repositorio. Más tarde Azcuy *et al.* (1987) dieron a conocer el hallazgo de una asociación referible a la biozona *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum* (Archangelsky *et al.* 1987). Sin embargo, tal como lo señalaron Limarino *et al.* (1990), una observación detallada de los ejemplares depositados en la Colección de Paleobotánica de la Universidad de Buenos Aires, muestra que son fragmentarios y de incierta asignación sistemática, siendo en realidad más semejantes a elementos de la Formación Malimán, tales como: *Furqueia angladae* o *Eusphenopteris devonica* que a especies de la Flora NBG.

Recientemente, Carrizo (1990) comunicó el hallazgo de *Nothorhacopteris argentinica* y *Botrychiopsis* sp. en los estratos más altos de la sección superior de la unidad. Más precisamente, la recolección fue realizada por encima del miembro de limolitas y conglomerados verdosos de Scalabrini Ortiz (1973).

Por otro lado, Limarino *et al.* (1990) mencionaron la presencia de «*Rhodea*» sp. (= *Rhodeopteridium* sp.) en los niveles basales de la secuencia. Su excelente preservación, con ejemplares fértiles, señala un indudable origen autóctono. Esta especie, ampliamente reconocida en otras localidades del Carbonífero temprano, no ha sido hasta el momento citada para niveles estratigráficamente más jóvenes en Argentina.

El hallazgo de una rica asociación palinológica en varios niveles de la secuencia (Césari y Limarino 1992), es el que sin dudas permite acotar la edad de la Formación Cortaderas. Tal como lo señalaron Césari y Limarino (1992) las asociaciones palinológicas pueden ser referidas al Carbonífero inferior, donde la presencia de abundantes esporas acompañadas por

elementos marinos tales como acritarcas junto a escasos chitonozoarios y escolecodontes caracteriza tanto a la base como al techo de la unidad. Son reconocidas especies con registro mundial en el Carbonífero inferior y aún Devónico, tales como: *Dibolisporites microspicatus* Playford, *Anapiculatisporites* cf. *austrinus* Playford y Satterthwait, *Cristatisporites* cf. *indolatus* Playford y Satterthwait, *Verrucosisporites congestus* Playford, *Emphanisporites rotatus* Mc Gregor, *Dictytriletes connatus* Playford y Satterthwait, *Anapiculatisporites* cf. *semisentus* Playford, *Knoxisporites literatus* Playford, *Anapiculatisporites* cf. *amplus* Playford y Powis, *Grandispora debilis* Playford, *Crassispora scrupulosa* Playford, *Maranhites insulatus* Burjack y Oliveira, *M mosesii* Brito, *M brasiliensis* Burjack y Oliveira, *Navifusa bacillum* (Deunff) Playford, *Dictyotidium cavernosulum* Playford, *Verhyachium trispinosum* (Eisenack) Deunff, *Exochoderma* sp. y *Lagenochitina* sp.

Un rasgo sobresaliente de estas asociaciones es la ausencia de especies características de microfloras del Carbonífero tardío de Argentina, no existiendo al momento elementos de comparación.

Por todo ello la Formación Cortaderas es referida en este trabajo al Carbonífero inferior, sin descartar que aquellos niveles ubicados estratigráficamente en el tope del miembro superior pudieran alcanzar el Carbonífero superior temprano.

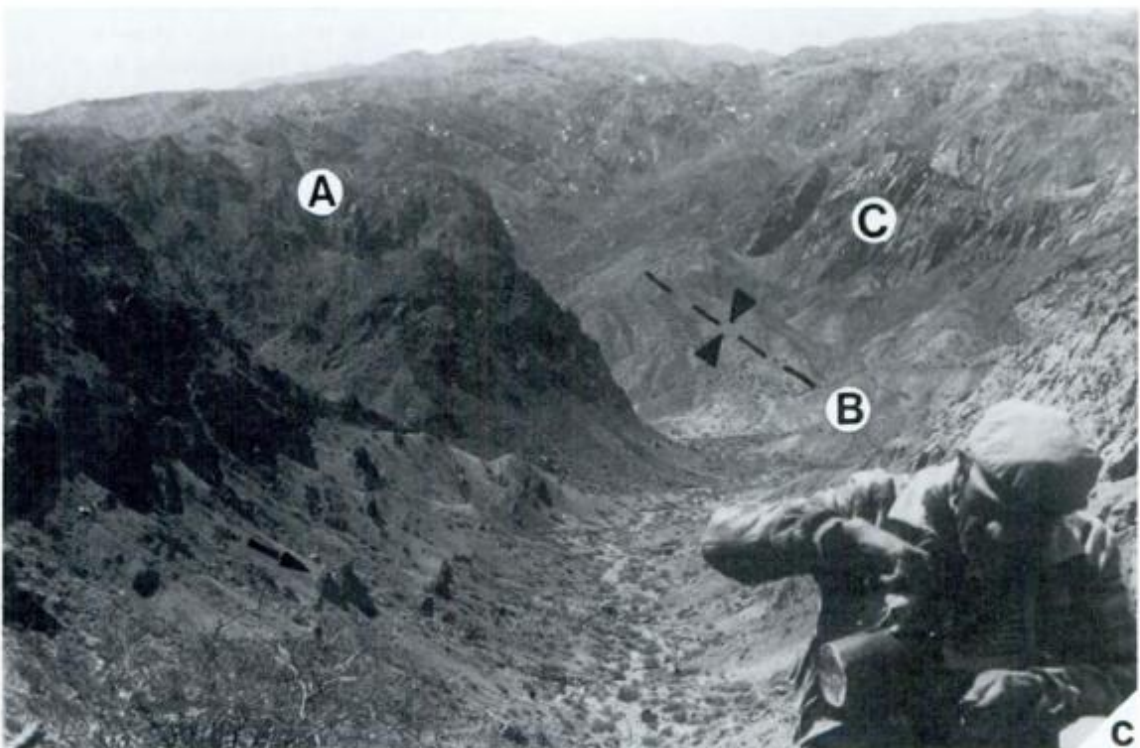
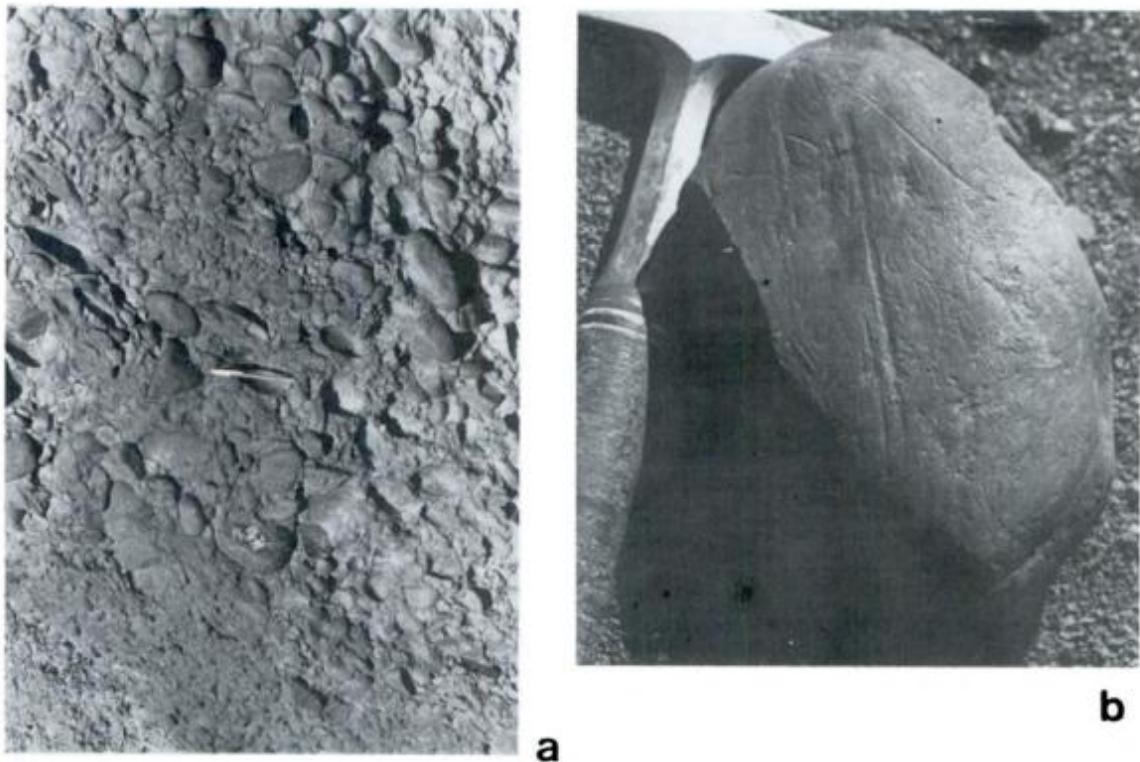
Dos elementos de juicio parecen avalar esta hipótesis: a) el hallazgo de elementos de la Flora NBG en los últimos metros de la Formación, donde no se cuenta con registro palinológico, b) la existencia de diamictitas glaciales (Limarino y Page 1988) muy probablemente contemporáneas con las descritas en la quebrada de Las Gredas por Limarino y Gutiérrez (1990) en la Formación Agua Colorada. Estas diamictitas fueron referidas al Carbonífero superior temprano sobre la base de su contenido paleoflorístico.

En síntesis, la sedimentación de la Formación Cortaderas tuvo lugar casi en su totalidad durante el Carbonífero inferior, probablemente tardío, aunque sus capas superiores podrían haber alcanzado el más temprano Carbonífero superior.

### Extensión regional del Grupo Angualasto

En este trabajo proponemos extender el Grupo Angualasto hacia el sur, hasta los afloramientos de la Formación El Ratón (Fig. 1). De esta forma, el Grupo está integrado por las siguientes formaciones: Cortaderas, Malimán y El Ratón (estas dos últimas consideradas equivalentes estratigráficas, Fig. 6). Se acepta entonces la sustitución formacional de Malimán por El Ratón en el área del Río San Juan, debido a que: 1) existen variaciones faciales que así lo justifican y 2) razones de práctica aconsejan preservar ambos nombres formacionales. En lo que se refiere al primer punto la Formación El Ratón presenta una mayor participación de facies continentales y de depósitos fanglomerádicos que su equivalente estratigráfico.





**Figura 5:** a, aspecto del conglomerado basal de la Formación Cortaderas; b, clasto estriado correspondiente a las diamictitas del miembro superior de la Formación Cortaderas; c, composición geológica del tramo superior de la Formación Cortadera, A: capas del miembro medio de la Formación Cortaderas repetidas en C por efecto de la estructura sinclinal marcada en la foto; B capas del miembro superior de la Formación, la flecha indica la posición de parte de los niveles diamictíticos con clastos estriados.

Area	Río Blanco	Río San Juan
Grupo Angualasto	Fm. Cortaderas	Erodado
	Fm. Malimán	Fm. El Raton

Figura 6: División estratigráfica del Grupo Angualasto en la Precordillera de San Juan.

La inclusión de los afloramientos del área del Río San Juan en el Grupo Angualasto se basa en la similitud litológica que tienen las formaciones aludidas, especialmente teniendo en cuenta que El Ratón muestra una mayoritaria participación de areniscas gris verdosas junto a pelitas oscuras, y que existen potentes intercalaciones conglomerádicas en la base y techo de la unidad. Por otro lado, también la posición estratigráfica de estas rocas permite su inclusión en el Grupo Angualasto, pues se encuentran apoyadas en discordancia angular sobre sedimentitas devónicas (Formación El Planchón) y fueron con toda seguridad depositadas con anterioridad a la sedimentación del Grupo San Eduardo (un equivalente estratigráfico del Grupo Paganzo).

La información paleontológica también avala la correlación propuesta (Sessarego y Césari 1989). Especialmente porque la Formación El Ratón ha brindado asociaciones megafloísticas integradas por las mismas especies presentes en la Formación Malimán junto con esporas conspicuas de la base de la Formación Cortaderas como *Verrucosiporites congestus* entre otras.

En lo que se refiere a la edad de la Formación El Ratón la misma fue originalmente referida al Carbonífero inferior por Quartino *et al.* (1971) sobre la base de restos megafloísticos.

Se trataba de fragmentos de licofitas que fueron comparados e identificados por Arrondo (en Quartino *et al.* 1971) con *Drepanophycus eximius* (Frenguelli) Menéndez de la Formación Malimán. Años más tarde, Azcuy *et al.* (1980) describen una más completa asociación, refiriendo la licofita a la especie *Lepidodendropsis sekondiensis* Mensah y Chaloner, a la que distinguen de *D. eximius*; y por lo tanto cuestionan una correlación con la Formación Malimán sugiriendo una edad más joven para los afloramientos del Río San Juan.

Sessarego y Césari (1989) durante una revisión de la megafloora de la Formación El Ratón, concluyen al igual que Arrondo que las licofitas presentes en ambas unidades pertenecen a un mismo taxon, *Lepidodendropsis eximius* (Frenguelli) Sessarego y Césari (= *Frenguella eximia*). Además, esos autores describen en detalle la paleoflora que caracteriza la biozona *Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* propuesta an-

teriormente (Sessarego y Césari 1986), para las asociaciones de las Formaciones El Ratón y Malimán. Por tratarse de especies endémicas, que sólo muestran alguna similitud con otras del Carbonífero temprano del Hemisferio Norte, la antigüedad de la zona se basa en palinomorfos hallados en la Formación El Ratón. Las esporas identificadas por Sessarego y Césari (1989) son comparables a las del Viséano del resto del mundo, siendo sus especies más significativas *V. congestus*, *Anapiculatisporites cf. amplus*, *Dictyotriletes submarginatus* entre otras.

### Evolución paleoambiental del Grupo Angualasto

Como se ha señalado las rocas que componen el Grupo Angualasto corresponden a facies marginales depositadas sobre el flanco oriental de las cuencas Calingasta-Uspallata y Río Blanco. En rigor, muy probablemente estas cuencas formaron durante el Carbonífero inferior una única área depositacional, cuyo límite este coincide aproximadamente con el actual eje de la Precordillera.

Dentro de este contexto paleogeográfico las rocas que componen el Grupo fueron depositadas en ambientes mixtos caracterizados por la alternancia de eventos transgresivos (dominio de facies de mar alto, Fig. 3) y regresivos (dominio de facies de mar bajo). En la Figura 3 se ilustra el desarrollo vertical de estos eventos en el perfil de la quebrada de La Cortadera, el que muestra perfectamente el desarrollo de cuñas transgresivas de diferentes órdenes.

En la base de la Formación Malimán, se considera un dominio de facies de mar bajo (niveles A y B) coincidente con el miembro de areniscas y limolitas verde claras de Scalabrini Ortiz (1973). En tales circunstancias, y con una tasa de sedimentación alta (motivada en gran parte por el rejuvenecimiento resultado de la Fase Precordilleránica), fueron depositadas diamictitas y conglomerados matriz-sostenidos próximos a la línea de costa, junto a escasos niveles de pelitas con paleosuelos. De esta forma, este intervalo estratigráfico se halla integrado por depósitos marinos litorales con subordinada participación de términos francamente continentales. Verticalmente, la Formación pasa a un dominio de facies de mar alto (niveles C y D). En este intervalo la mayor parte de la sedimentación corresponde a facies de «offshore» en la plataforma continental; siendo conspicuo el nivel D, formado por diamictitas, resultado de flujo de detritos, y algunas turbiditas. Aunque es posible que esta última asociación revele la sedimentación en áreas de talud continental y represente el estadio de máxima ingresión marina («high sea track system 1»), nosotros consideramos muy probable que en realidad corresponda a facies muy proximales de cañones submarinos, aún localizados en área de plataforma.

A partir del nivel E, comienza a definirse claramente una megasecuencia granocreciente, marcadamente regresiva, que caracteriza a la parte superior de la Formación Malimán. El tope de esta secuencia muy probablemente represente facies

de fan delta; en esta interpretación el ambiente de plataforma deltaica estaría representado por las psefitas y bancos carbonosos de la base de la Formación Cortaderas (plataforma deltaica principalmente subaérea) y por las areniscas entrecruzadas del techo de la Formación Malimán (plataforma subárea, principalmente barras).

Las condiciones continentales se afianzaron a partir del nivel H donde se registra el dominio de facies de mar bajo más conspicuo de la Formación Cortaderas. Bajo estas condiciones gran parte de los ciclotemas grandecrecientes descritos precedentemente se interpretan como depositados por sistemas fluviales de alta sinuosidad con bien desarrolladas facies de planicie y cuenca de inundación. No obstante, las condiciones continentales fueron interrumpidas por no menos de dos eventos transgresivos de corta duración (niveles I y J), los que depositaron secuencias arenosas de ambiente litoral junto a brechas intraformacionales que podrían señalar los inicios del evento transgresivo.

Las condiciones continentales o litorales persistieron hasta la base del miembro superior de la Formación (nivel K) a partir de donde se registra una importante transgresión, que condujo a la sedimentación de potentes secuencias pelítico-arenosas incluyendo también niveles de diamictitas gruesas (paraconglomerados). Todo este conjunto ha sido interpretado como formado en áreas de plataforma, donde las diamictitas representarían depósitos glaciáricos distales (Limarino y Page 1988) que atestiguarían las etapas iniciales de la glaciación carbonífera en la región.

En síntesis, la sedimentación del Grupo Angualasto tuvo lugar en su mayor parte en ambiente marino litoral, incluyendo además algunas facies francamente continentales como las encontradas en la parte media de la Formación Cortaderas. Por otro lado, dos mayores eventos transgresivos han quedado registrados en la unidad: 1) el dominio de facies de mar alto correspondiente a la parte media de la Formación Malimán y 2) el dominio de facies de mar alto ubicado en el techo de la Formación Cortaderas. Este último episodio incluye además diamictitas probablemente relacionadas al episodio carbonífero registrado en varias cuencas de la región.

## Conclusiones

La reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas modifica sustancialmente la estratigrafía del Paleozoico superior de la Precordillera sanjuanina. En anteriores esquemas (véase Scalabrini Ortiz 1970, 1973) Cortaderas era correlacionada con Guandacol, Tupe y Quebrada Larga, siendo referida al Carbonífero medio-superior y probablemente Pérmico inferior. Por otro lado el límite entre el Carbonífero inferior y superior era sólo marcado por una discordancia erosiva.

El nuevo esquema aquí presentado considera a la Formación Cortaderas esencialmente dentro del Carbonífero inferior (Fig. 6), aumentando considerablemente la importancia de la

sedimentación eocarbonífera y modificando las correlaciones y relaciones estratigráficas arriba señaladas. En este sentido recientes investigaciones (Fauqué y Limarino 1992) han destacado la existencia de una importante discordancia angular entre el Carbonífero inferior y superior de la Precordillera de La Rioja (movimientos de la Fase Río Blanco, Fauqué y Limarino 1992, véase también Caminos *et al.* 1990) la que podría señalar el techo del Grupo Angualasto.

En lo que respecta a la edad carbonífera inferior a carbonífera superior temprana de la Formación Cortaderas parece irrefutable, especialmente teniendo en cuenta los siguientes elementos de juicio: 1) hallazgo (tanto en la parte inferior como superior de la unidad) de una interesante microflora conteniendo elementos típicos del Devónico superior y Carbonífero inferior, 2) total ausencia de palinomorfos descritos para las numerosas asociaciones palinológicas del Carbonífero superior, medio a tardío, 3) existencia de restos de *Rhodesia* sp., forma que hasta la fecha no ha sido encontrada integrando la Zona NBG (Carbonífero superior), siendo un elemento característico de la Zona *Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* (Carbonífero inferior) y 4) presencia de muy probables depósitos glaciáricos distales en el techo de la Formación (Limarino y Page 1988). Estos depósitos glaciales indicarían que la mayor parte de la sedimentación de la unidad tuvo lugar con anterioridad al evento glacial neopaleozoico referido, en la Cuenca Paganzo, al Carbonífero superior temprano (Limarino y Gutiérrez 1990).

Finalmente pensamos que la definición del Grupo Angualasto será de utilidad para futuras investigaciones regionales, enfatizando las importantes similitudes litológicas que muestran las secuencias eocarboníferas de las cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata.

## Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico prestado durante los trabajos de campo y gabinete. Las investigaciones fueron financiadas mediante el Subsidio PID-CONICET 260/89.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1981. Geología del noreste argentino. Publicación especial, Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad del Tucumán, 212 p.
- Amos, A. J., 1958. Some Lower Carboniferous brachiopods from the Volcán Formation, San Juan, Argentina. *Journal of Paleontology*, 32 (5): 838-845.
- Amos, A. J., Antelo, B., González, C., Mariñelarena, M y Sabattini, N., 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 3-20, Villa Carlos Paz.
- Antelo, B., 1969. Hallazgo del género *Protocanites* (Ammonoidea) en el Carbonífero inferior de la Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 6 (1): 69-73.
- Archangelsky, S. y Arrondo, O., 1971. Estudio sobre el género *Botrychiopsis*



- Kurtz (*Gondwanidium* Gothan) del Carbónico y Pérmico gondwánico. *Palaeophytologia Kurtziana III-2*. Ameghiniana, 8 (3-4): 189-227.
- Archangelsky, S., Azcuy, C., González, C. y Sabattini, N., 1987. Correlación general de biozonas. En: S. Archangelsky (ed.): El sistema Carbonífero en la República Argentina, pp. 281-291. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Arrondo, O., Césari, S., y Gutiérrez, R., 1991. *Frenquellia* a new genus of lycopods from the Early Carboniferous of Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 70: 187-197.
- Azcuy, C., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. *Compté Rendu, 10<sup>e</sup> Congrès International Stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, 4: 281-293, Madrid.
- Azcuy, C., Césari, S. y Longobucco, M., 1980. Las plantas fósiles de la Formación El Ratón (provincia de San Juan). *Ameghiniana*, 18 (1-2): 11-28.
- Azcuy, C., Machado, G. y Ottone, G., 1987. La Zona NBG en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts*, Santa Cruz de La Sierra.
- Caminos, R., Fauqué, L. y Limarino, C., 1990. Las fases diástróficas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts*, Buenos Aires.
- Carrizo, H., 1990. Nuevos hallazgos de componentes de la Flora NBG en la Formación Cortaderas, Precordillera, y en la Formación Las Salinas, Patagonia extraandina. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts*, Buenos Aires.
- Césari, S., 1988. *Diplothmema bodenbenderi* Kurtz nov. comb. (pteridospermales) del Carbonífero de Argentina. *Ameghiniana*, 24 (3-4): 263-269.
- Césari, S. y Limarino, C., 1992. Palinomorfos eocarboníferos en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. 8<sup>o</sup> Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 45-48. Corrientes.
- Fauqué, L. y Limarino, C., 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 103-114.
- Frenquelli, J., 1954. Plantas devónicas de la quebrada de La Chamela en la Precordillera de San Juan. *Notas Museo La Plata*, 17, Paleontología (102): 359-376.
- Furque, G., 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (1): 46-71.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17-b Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 92: 1-100.
- Furque, G. y Baldi, B., 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. 5<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 241-251, Villa Carlos Paz.
- González, C., 1985. Esquema Bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Calingasta-Iglesia, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 16: 231-244.
- Guerstein, M., Laya, H. y Pezzutti, N., 1965. Bosquejo fotogeológico de la zona de Las Juntas (Dep. Calingasta, prov. de San Juan). *Acta Geológica Lilloana*, 7: 231-242.
- Limarino, C. y Page, R., 1988. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del noroeste Argentino. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts*: 20-22, Buenos Aires.
- Limarino, C., Sessarego, H., Césari, S. y López Gamundi, O., 1988. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera central. *Anales Academia Nacional Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 38: 81-108.
- Limarino, C., Césari, S. y Page, R., 1990. Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diástróficas del Paleozoico superior argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 562-566.
- Limarino, C. y Gutiérrez, P., 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwestern Argentina): new evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South American Earth Science*, 3 (1): 9-20.
- López Gamundi, O., Azcuy, C., Cuerda, A., Valencio, D. y Vilas, J., 1987. Cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. En: S. Archangelsky (Ed.): El sistema Carbonífero en la República Argentina, pp. 281-291. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Manceñido, M., 1973. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte I. Introducción y estratigrafía. *Ameghiniana*, 10 (3): 235-253.
- Menéndez, C., 1965. *Drepanophycus eximius* (Frenquelli) nov. comb. del Devónico de la quebrada de Chavela, San Juan. *Ameghiniana*, 4 (4): 139-140.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. Asociación Geológica Argentina Monografía, 1, 146 p.
- Riccardi, A. C. y Sabattini, N., 1975. Cephalopoda from the Carboniferous of Argentina. *Palaeontology*, 18 (1): 117-136.
- Scalabrini Ortiz, J., 1970. Litología, facies y procedencia del Carbónico marino en el norte de la Precordillera sanjuanina (zona del Río Blanco). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 123 p. (Inédita).
- Scalabrini Ortiz, J., 1973. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (4): 351-377.
- Sessarego, H., 1984. Consideraciones estratigráficas del neopaleozoico aflorante al norte del Río San Juan, entre la Sierra del Tigre y el Río Castaño. Departamento Calingasta, San Juan, Argentina. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts* 34-36, San Carlos de Bariloche.
- Sessarego, H. y Césari, S., 1986. La zona (de conjunto) *Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* del Carbonífero temprano de Argentina. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts* 69-70, Córdoba.
- Sessarego, H. y Césari, S., 1989. An Early Carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications. *Review of Paleobotany and Palynology*, 57: 247-264.

**Recibido:** 12 de diciembre, 1990.

**Aceptado:** 22 de mayo, 1992.



# Geoquímica de las sedimentitas silicoclásticas cretácicas superiores y terciarias inferiores de la Cuenca Austral argentina: procedencia y ambiente tectónico

Marcelo J. MANASSERO y Julio C. MERODIO

*Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.*

**ABSTRACT.** - *Geochemistry of Upper Cretaceous-Lower Tertiary siliciclastic sediments from the Argentine Austral Basin: provenance and tectonic setting.* - Twenty eight samples of mudstones and sandstones from the Upper Cretaceous-Lower Tertiary sequence of the Austral Basin (Argentina) have been analysed for major components. Data show cratonic (La Anita Formation) and magmatic arc (Calafate, Cerro Cazador, Cerro Dorotea, Río Turbio and Río Guillermo formations) provenances. The comparative analysis of these data in the different diagrams and models, proposed by other authors for the geochemical classification and interpretation of sediments fits well with the sedimentological data of provenance and tectonic setting. We also discuss the applications and exceptions to these geochemical models, with special consideration to the scope of the technique as a valuable aid to the sedimentary petrography. The results obtained agree with previous studies on sandstone petrography and clay mineral analysis by X ray diffraction.

## Introducción

El análisis químico de elementos mayoritarios de areniscas y pelitas combinado con la petrografía de areniscas y la mineralogía de arcillas, constituye una herramienta poco utilizada para determinar la historia de la cuenca y la procedencia de los sedimentos debido, fundamentalmente, a los mayores costos relativos que la misma demanda y a la escasa difusión de trabajos realizados con técnicas similares (Roser y Korsch 1986).

En trabajos anteriores (Manassero 1987, 1988; Macellari *et al.* 1989) se ha hecho hincapié en la composición mineralógica de areniscas cretácicas superiores y terciarias inferiores de la Cuenca Austral. También se han descrito, para la misma cuenca, argilofacies controladas por las diferentes áreas de procedencia (Manassero *et al.* 1990). Esta información proporciona una excelente oportunidad para verificar y contrastar en muestras seleccionadas, a los modelos geoquímicos actuales de procedencia y ambientes tectónicos de sedimentación, basados en la composición química global.

En esta contribución se detallan los resultados del estudio geoquímico de elementos mayoritarios en 28 muestras pertenecientes a las formaciones La Anita (A14, A8, B15, B19, B8), Calafate (C5), Río Leona (NB3, NB5, NB11), Centinela (NB24, NB25 y NB28), Cerro Cazador (F10, F4, E7, E3), Río

Turbio (A385, A532, A599, A603, RT2, RT3, RT6, RT8, y RT15) y Río Guillermo (AO5, AO9 y AO11). Cinco de los perfiles fueron relevados y muestreados por la Comisión Geológica de Superficie de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Arbe 1986). Las localidades de muestreo se ilustran en la Fig. 1.

## Estratigrafía

A partir de los estudios iniciales de Feruglio (1938, 1944, 1949) se han propuesto varias subdivisiones para la secuencia cretácica superior y terciaria inferior de la cuenca (ver Manassero 1988). En este trabajo y otros anteriores (Manassero 1987, Macellari *et al.* 1989) se adopta una división estratigráfica que respeta en gran parte a la de estos autores, discriminándose a las unidades formacionales teniendo en cuenta sus características composicionales y la evolución de los paleoambientes de depositación (Tabla 1).

Las unidades formacionales estudiadas fueron depositadas en una cuenca de retroarco (Dott *et al.* 1982, Biddle *et al.* 1987) desarrollada a partir del Cretácico Superior. Esta área marginal a un cinturón orogénico, se desarrolla sobre una parte de la corteza continental en el borde del cratón, donde estas facies marinas litorales y continentales fueron depositadas hacia fines del Cretácico y comienzos del Terciario.



Figura 1- Mapa de ubicación de los perfiles relevados en la región comprendida entre el Lago Argentino y la localidad de Río Turbio.

### Metodología

Los análisis químicos de las areniscas y pelitas de estas unidades se efectuaron en base a la metodología desarrollada por Merodio (1978) y Merodio y Martínez (1985) destinada a la evaluación de los componentes mayoritarios en rocas silicatadas:  $\text{SiO}_2$  fue determinado por absorciometría molecular, previo ataque de las muestras por vía húmeda con HF en sistema cerrado (bombas Parr);  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total por espectrometría de absorción atómica. El  $\text{H}_2\text{O}^+$  y el  $\text{H}_2\text{O}^-$  (agua de constitución y agua higroscópica) fueron determinados por gravimetría.

### Resultados y discusión

La Tabla 2 muestra los resultados obtenidos (%) con los valores de los componentes mayoritarios recalculados sobre base anhidra. Las muestras corresponden a areniscas (N:10) y pelitas (N:18) pertenecientes a las formaciones La Anita, Calafate, Cerro Cazador, Río Leona, Centinela, Río Turbio y Río Guillermo. La primera con areniscas cuarzosas dominantes y el resto de las unidades con predominancia marcada de areniscas líticas de carácter andesítico.

Tabla 1- Cuadro estratigráfico del Cretácico superior y Terciario inferior en las áreas de Lago Argentino, Cerro Cazador y Río Turbio y para las unidades del subsuelo.

		LAGO ARGENTINO	RIO TURBIO	SUBSUELO
TERCIARIO	Mioceno	Fm. SANTA CRUZ	Fm. SANTA CRUZ	Fm. SANTA CRUZ
	Oligoceno	Fm. CENTINELA	Fm. ARROYO ORO	MAGALLANES SUPERIOR
	Eoceno	Fm. RIO LEONA	Fm. RIO GUILLERMO	
	Paleoceno	?	Fm. RIO TURBIO	MAGALLANES INFERIOR
CRETACICO	Maastrichtiano	Fm. CALAFATE	Fm. CERRO DOROTEA	
		Fm. CHORRILLO	Fm. CERRO CAZADOR	Fm. PALERMO
		Fm. LA ANITA		AIKE
	Campaniano	Fm. ALTA VISTA	Fm. TRES PASOS	

### Areniscas y pelitas

En la Fig. 2 se presenta la ubicación de las areniscas y pelitas de las formaciones estudiadas en un diagrama de Log ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) vs. Log ( $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ ) /  $\text{K}_2\text{O}$  en el que se aprecia la relación existente entre las composiciones de las rocas ígneas y de las rocas sedimentarias (Garrels y Mac Kenzie 1971).

Puede observarse que las pelitas y areniscas de estas formaciones caen dentro de los dos grandes campos determinados por estos autores en base al enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  de las areniscas y a la disminución en  $\text{Na}_2\text{O}$  y/o CaO y aumento en  $\text{K}_2\text{O}$  de las pelitas para sedimentos antiguos y actuales. Se pueden distinguir además, dentro del campo de las areniscas, a las pertenecientes a la Fm. La Anita («arcosas») del resto de las muestras de las formaciones Calafate y Cerro Cazador («grauvacas»).

Para las formaciones Río Leona, Centinela, Río Guillermo y Río Turbio, en cambio, se observa un enriquecimiento en sodio y calcio que provoca un desplazamiento de las pelitas y areniscas paralelo al eje X y hacia las composiciones de las rocas ígneas más básicas. Las areniscas de la Fm. Río Turbio constituyen un caso extremo, en donde la composición química se asemeja más a la de una roca ígnea andesítica o basáltica que a la de las areniscas definidas por Garrels y Mac Kenzie (1971). Aunque todas poseen un tenor de  $\text{SiO}_2$  mayor al 52%, no se descarta que la roca fuente podría haber tenido valores inferiores.

En la Fig. 3 se han graficado los valores de  $(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2) \cdot 100$  vs.  $\text{SiO}_2$ , (Iñíguez *et al.* 1987) observándose una

**Tabla 2-** Contenido en componentes mayoritarios (base anhidra) de areniscas y pelitas de las formaciones La Anita, Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Río Turbio y Río Guillermo. (Muestras subrayadas corresponden a las areniscas).

Fm	Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
RIO TURBIO	<u>A385</u>	63,98	17,09	2,99	0,96	4,24	4,06	0,07
	<u>A532</u>	62,71	18,61	6,99	3,55	3,42	3,95	0,12
	<u>A592</u>	62,42	18,18	5,81	3,32	3,99	5,35	0,12
	<u>A603</u>	61,42	15,74	5,44	0,99	12,70	2,89	0,17
	RT2	67,25	16,09	7,79	2,37	2,20	2,86	1,26
	RT3	69,11	17,38	5,44	1,93	2,46	2,34	0,79
	RT6	70,59	17,34	5,11	1,91	1,90	1,98	0,46
	RT8	71,20	19,42	3,89	2,07	0,80	1,86	0,16
	RT15	65,48	16,30	10,42	1,57	2,83	2,21	0,47
RIO GUILLERMO	AO5	66,66	16,19	7,62	3,12	4,41	1,18	0,12
	AO9	60,12	16,83	13,26	3,19	3,91	2,00	0,10
	AO11	58,56	20,69	11,52	2,24	4,57	1,92	0,08
RIO LEONA	NB3	71,99	16,20	5,19	1,67	1,90	2,13	0,61
	NB5	67,59	18,04	8,10	1,73	2,63	1,47	0,08
	NB11	58,96	20,00	11,59	2,60	2,81	2,91	0,32
CENTINELA	NB24	61,64	17,80	7,62	3,40	5,40	3,00	0,45
	NB25	62,23	17,59	7,63	3,01	5,01	3,39	0,45
	NB28	64,08	17,98	7,40	2,65	2,73	2,23	2,34
C. CAZADOR	<u>F10</u>	70,04	13,06	5,14	1,77	5,85	2,54	1,28
	F4	66,02	17,63	8,44	2,98	1,10	0,83	2,48
	<u>E7</u>	72,51	13,08	5,61	2,62	2,27	2,73	0,88
	E3	64,60	20,88	6,56	2,30	1,01	1,03	3,37
CALAFATE	<u>C5</u>	69,87	10,70	7,50	2,95	2,23	5,01	1,34
LA ANITA	<u>A14</u>	82,55	12,81	1,83	0,26	0,09	1,10	1,14
	<u>A20</u>	83,28	10,56	2,23	0,56	0,09	1,98	1,11
	B8	72,27	15,98	5,01	0,95	0,04	3,28	2,24
	<u>B15</u>	84,06	8,71	3,30	1,05	0,17	1,19	1,37
	B19	69,82	19,38	4,83	1,14	0,00	1,03	3,50

(Muestras subrayadas corresponden a las areniscas)

marcada discriminación composicional basada en los tenores de SiO<sub>2</sub>, entre las areniscas y pelitas de la Fm. La Anita y las del resto de las unidades (formaciones Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Río Turbio y Río Guillermo). La Fm. La Anita es la unidad más rica en SiO<sub>2</sub> de todas las estudiadas, con promedios de 83% para las areniscas y 70% para las pelitas. En el resto de las unidades, los tenores promedio de SiO<sub>2</sub> son más bajos, con 67% para areniscas y 65% para pelitas, y muestran un menor intervalo de variación. En este diagrama se verifica también el incremento de K<sub>2</sub>O en las fracciones granulométricas más finas de estas unidades: el

potasio se presenta formando parte de la estructura de un gran número de filosilicatos, a la vez que las pelitas actúan como verdaderos «fijadores» de este elemento alcalino durante los cambios sindepositacionales y diagenéticos.

#### Areniscas

En la Fig. 4 se utiliza un diagrama binario para las muestras de areniscas, donde se representan los tenores de Na<sub>2</sub>O vs. K<sub>2</sub>O (Pettijohn 1963). Aquí también se puede observar una clara discriminación entre las muestras de la Fm. La

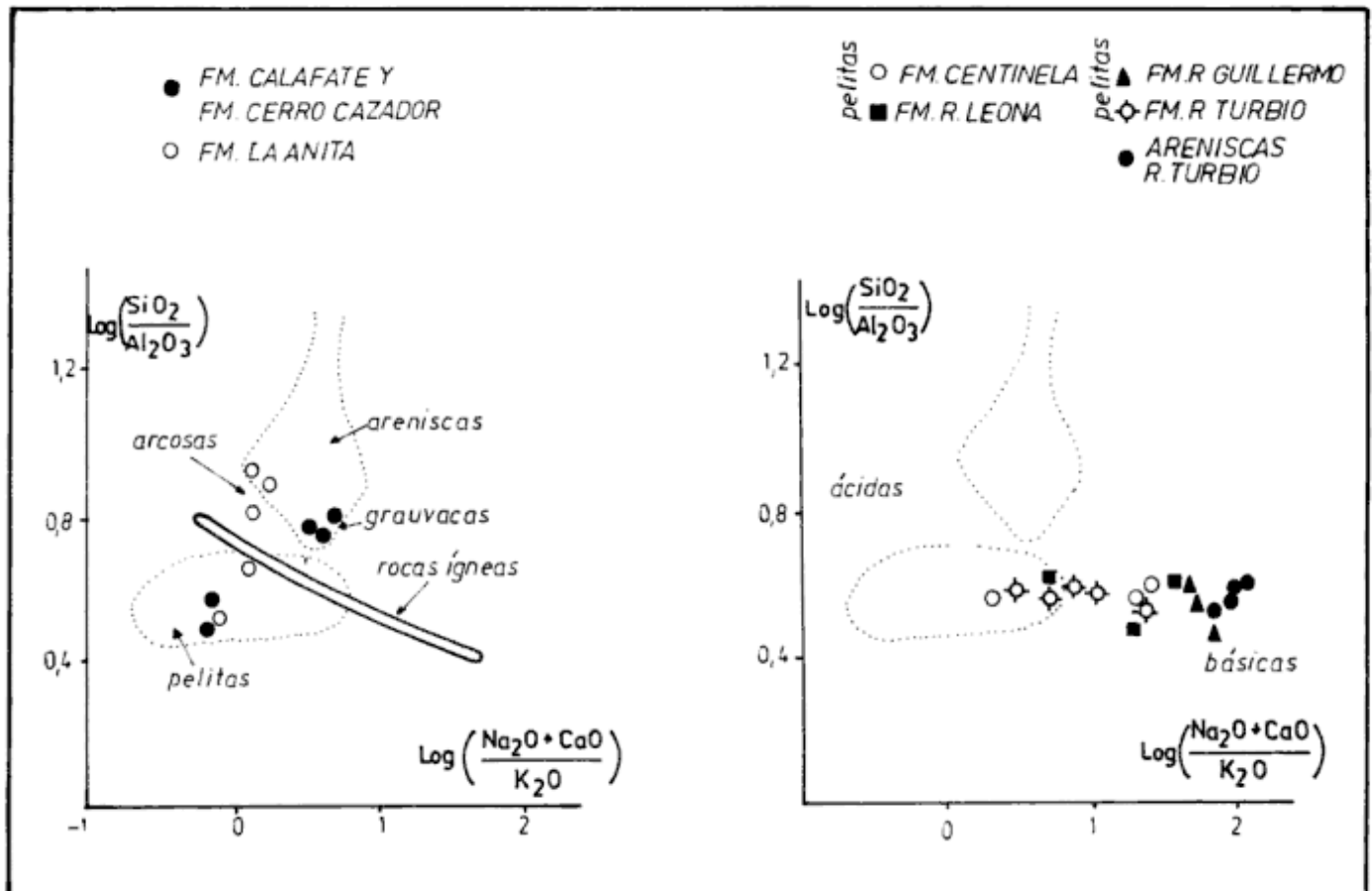


Figura 2- Representación gráfica de las muestras analizadas y sus relaciones con los campos composicionales de las pelitas, areniscas y rocas ígneas (Garrels y Mac Kenzie 1971).

Anita, debido a sus bajos tenores de  $\text{Na}_2\text{O}$  que se traducen en una tendencia arcósica, y las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Río Turbio ubicadas en el campo de las «grauvacas». En este diagrama comparativo figuran los campos composicionales de grauvacas y arcosas divididos por la línea  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$  (Pettijohn 1963) definidos a partir de un número estadísticamente significativo de muestras. Si bien se ha respetado el diagrama original de este autor, para nuestro caso particular la clasificación mineralógica apropiada es: areniscas cuarzo-feldespáticas para la Fm. La Anita y areniscas líticas para las formaciones Calafate, Cerro Cazador y Río Turbio.

Es de destacar que en la clasificación tectónica de grauvacas de Crook (1974) que se basa en las proporciones relativas de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$ , las areniscas de la Fm. La Anita son ricas en cuarzo ( $\text{SiO}_2$  mayor a 65%), poseen relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  mayor a 1 y se habrían depositado en márgenes continentales pasivos o interior de placa. El resto de las areniscas de las unidades estudiadas se clasifican, según este autor, como grauvacas «intermedias» ( $\text{SiO}_2$  entre 15 y 65% y relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  menor a 1) y serían típicas de márgenes continentales activos.

Estas mismas muestras de areniscas, en un diagrama triangular  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 5) se agrupan en los campos composicionales definidos para rocas ígneas (Bhatia 1983). Ello sugiere proveniencia de rocas graníticas para la Fm. La Anita, mezcla de aportes (andesítico predominante) para las formaciones Calafate y Cerro Cazador y fuente andesítica para la Fm. Río Turbio.

Las variaciones de los elementos mayoritarios: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, y K, en las areniscas de las formaciones La Anita, Calafate, Cerro Cazador y Río Turbio pueden representarse, también, en diagramas de Harker como los de la Fig. 6, que confirman las conclusiones del diagrama triangular anterior.

La Fm. La Anita es la más rica en  $\text{SiO}_2$  y la más pobre en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total y  $\text{MgO}$  en comparación con el resto. Las formaciones Calafate y Cerro Cazador son parecidas a La Anita en sus tenores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  pero todas, en conjunto, difieren de la Fm. Río Turbio, pues esta última posee valores más altos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y más bajos de  $\text{K}_2\text{O}$ .

Todo esto nos permite suponer una fuente granítica para la Fm. La Anita, dacítica o granodiorítica para las formaciones Calafate y Cerro Cazador y andesítica o basáltica para la Fm. Río Turbio.



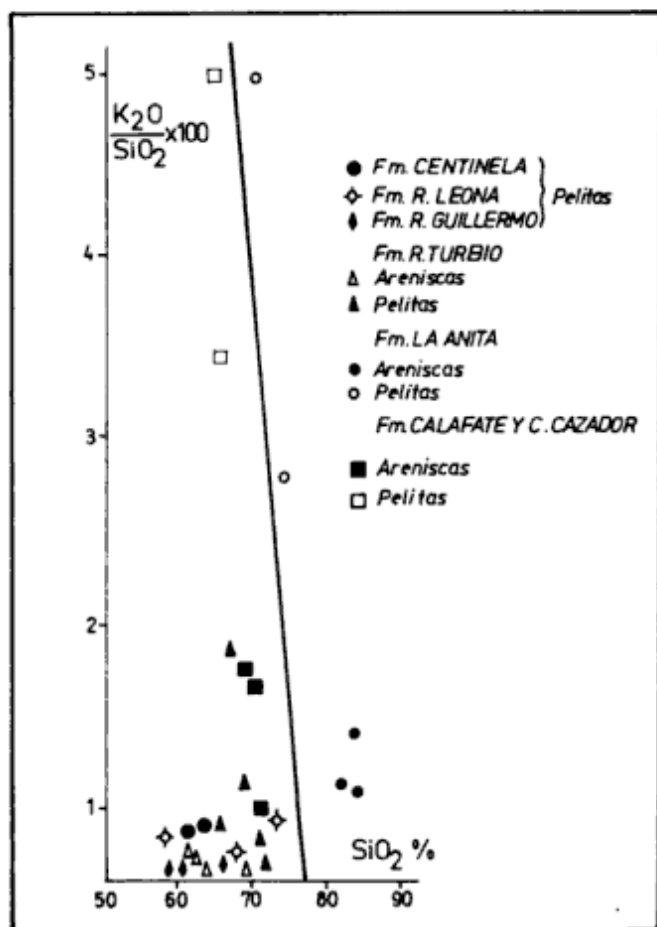


Figura 3- Relaciones de los contenidos de  $K_2O$  y  $SiO_2$  en las muestras de la Fm. La Anita versus las de las formaciones Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Río Turbio y Río Guillermo.

**Pelitas**

Tanto la composición química como la difracción de los materiales pelíticos estudiados revelan que la Fm. La Anita es rica en illita y caolinita mientras que las formaciones Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Río Turbio y Río Guillermo lo son en esmectitas.

Estas dos argilofacies detríticas de carácter diferente se pueden visualizar muy bien en un diagrama triangular  $(Na_2O+K_2O+CaO)-(FeO+MgO)-Al_2O_3$  (Fig. 7) desarrollado por Englund y Jorgensen (1973) para mostrar la relación entre la composición química y mineralógica de pelitas. En él se ha volcado además, la composición normativa porcentual de las illitas, esmectitas y cloritas según Merodio y Spalletti (1988). El gráfico muestra que las pelitas de las Fm. La Anita son predominantemente illíticas mientras las pelitas del resto de las unidades se agrupan dentro y alrededor del campo correspondiente a las esmectitas.

Al respecto, Iñiguez *et al.* (1987) señalan que los resultados que se obtienen pueden verse alterados o depender de la naturaleza autógena de algunos de los componentes mineralógicos de las sedimentitas, como así también de la

granulometría de los materiales que se analizan. No obstante, en este caso, podemos asumir que las argilofacies previamente descritas, illíticas para la Fm. La Anita y esmectíticas para el resto de las unidades, están vinculadas composicionalmente a las petrofacies detríticas de areniscas intercaladas en la secuencia.

**Ambiente tectónico**

La química de areniscas y pelitas ha sido propuesta para discriminar la procedencia y el ambiente tectónico de sedimentación. Middleton (1960), Crook (1960a, 1960b, 1974), Maynard *et al.* (1982), Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986) han demostrado que los sedimentos de distintos ámbitos tectónicos poseen características químicas particulares. Estos últimos autores señalan que el quimismo de las rocas sedimentarias puede ser particularmente útil en donde el análisis petrográfico no es resolutivo, como es el caso de sedimentos de grano fino.

La variación sistemática de los tenores de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  y  $Na_2O$  en areniscas y pelitas ha sido empleada para caracterizar a las rocas generadas en un margen continental activo, en un margen continental pasivo o en un arco de islas oceánico (Figs. 8 a 11, según Roser y Korsch 1986), aunque como veremos, esta aproximación resulta demasiado ambiciosa si tenemos en cuenta que un medio sedimentario es un sistema químico abierto, afectado por numerosos cambios

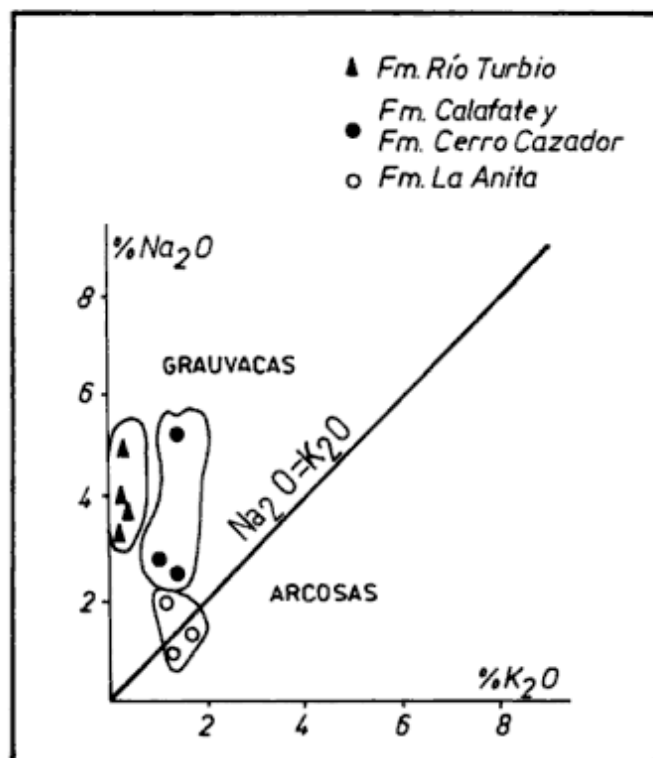


Figura 4- Relación  $K_2O/Na_2O$  en arcosas y grauvacas (Pettijohn 1963) y en areniscas de las formaciones La Anita, Calafate y Cerro Cazador, y Río Turbio.

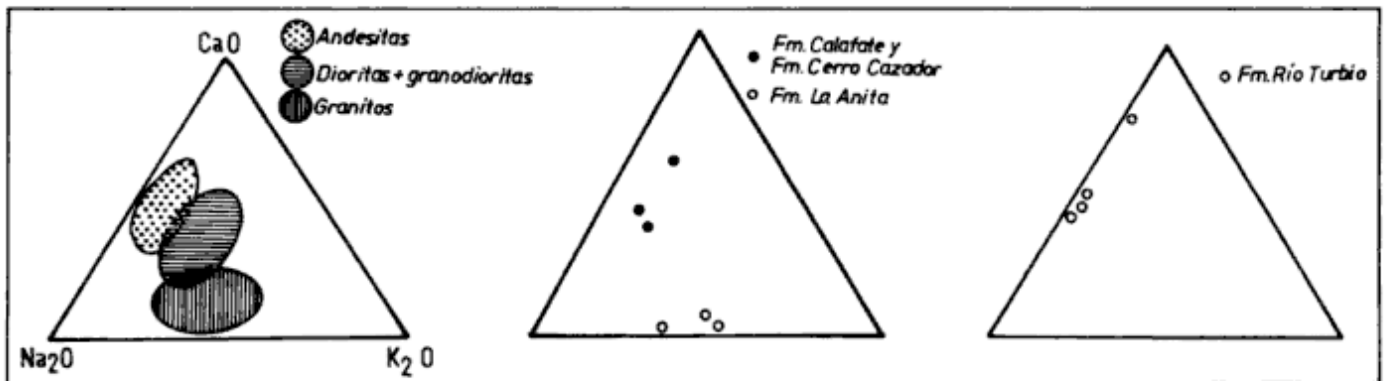


Figura 5- Triángulo de composición CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O para las rocas ígneas (Bhatia 1983) y ubicación de las muestras de areniscas de las formaciones La Anita, Calafate, Cerro Cazador y Río Turbio.

«sin» y «post» depositacionales.

Crook (1960 y 1974) y Morris (1988) entre otros, argumentan que las modificaciones postdeposicionales como el crecimiento secundario de minerales y el desarrollo de nuevas fases por destrucción del feldespato potásico o la albitización de las plagioclasas constituyen serias interferencias en la determinación de estos ambientes tectónicos y la procedencia. Sin embargo, otros autores, como Roser y Korsch (1986), sostienen que algunas relaciones elementales, como el cociente K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O permanecen inalterables en los sedimentos, aún en aquéllos que han sido sometidos a un grado bajo de metamorfismo.

En base a esta última relación y a la proporción relativa de SiO<sub>2</sub> estos autores reconocen a los siguientes tipos de depósitos:

1) Sedimentos de margen continental pasivo y cuencas intracratónicas, generalmente maduros, ricos en cuarzo y minerales de potasio.

2) Sedimentos de margen continental activo, inmaduros y ricos en fragmentos líticos de origen volcánico, derivan de zonas próximas al límite de placas, donde la subducción es activa, generándose una variada gama de ámbitos de depositación como las cuencas de antearco, intraarco y trasarco, «trench» y prisma de acreción.

3) Sedimentos de arco de islas, ricos en líticos volcánicos y muy pobres en cuarzo, derivan por lo general de rocas andesíticas y son depositados en áreas de «trench», intraarco o trasarco, adyacentes a arcos magmáticos activos.

Esta discriminación posee una utilidad relativa, pues existen excepciones perfectamente documentadas de sedimentos actuales, depositados en los ambientes tectónicos descriptos por estos autores, que no responden a las características anteriormente mencionadas. Tal es el caso de las arenas de la costa atlántica de Sud América (Potter 1984, 1986), las del Río Colorado (Blasi y Manassero 1990), o las del Río de La Plata en su desembocadura (Bercowski 1986).

Otro inconveniente del modelo de Roser y Korsch (1986), que se evidencia aún en los mismos ejemplos propuestos por estos autores, es la similitud composicional de los sedimentos

que se depositan en los ambientes descriptos en 2) y 3), que provoca una pobre discriminación de los pares arena-pelita para estos dos campos tectónicos. Este problema ya ha sido evidenciado por Maynard *et al.* (1982) y Crook *et al.* (1984), quienes sostienen que la composición de los sedimentos en

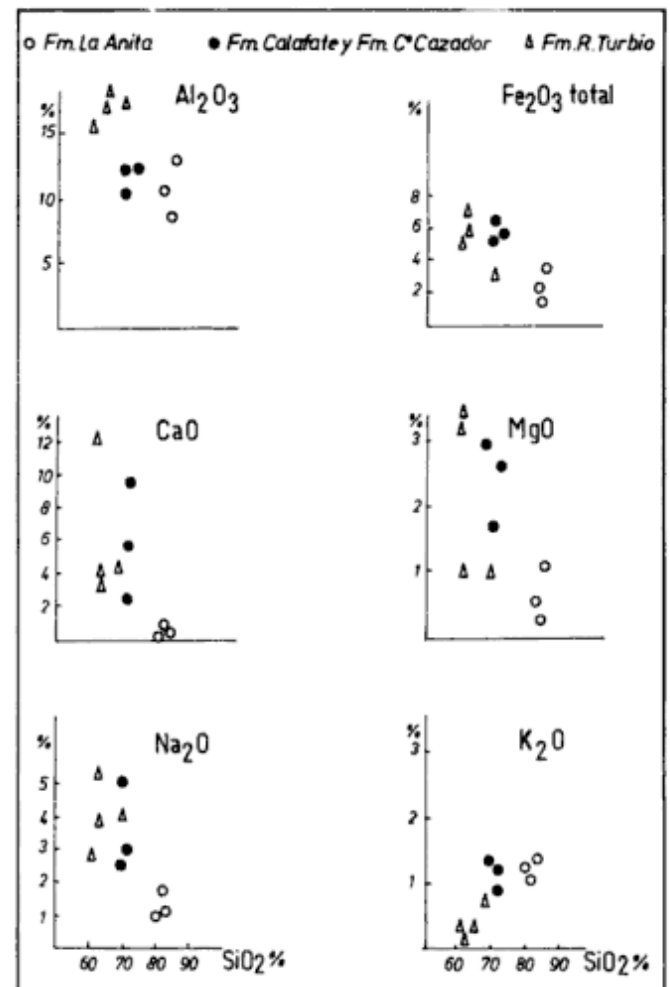


Figura 6- Diagramas de Harker para los elementos mayoritarios de las areniscas de las formaciones La Anita, Calafate, Cerro Cazador y Río Turbio.

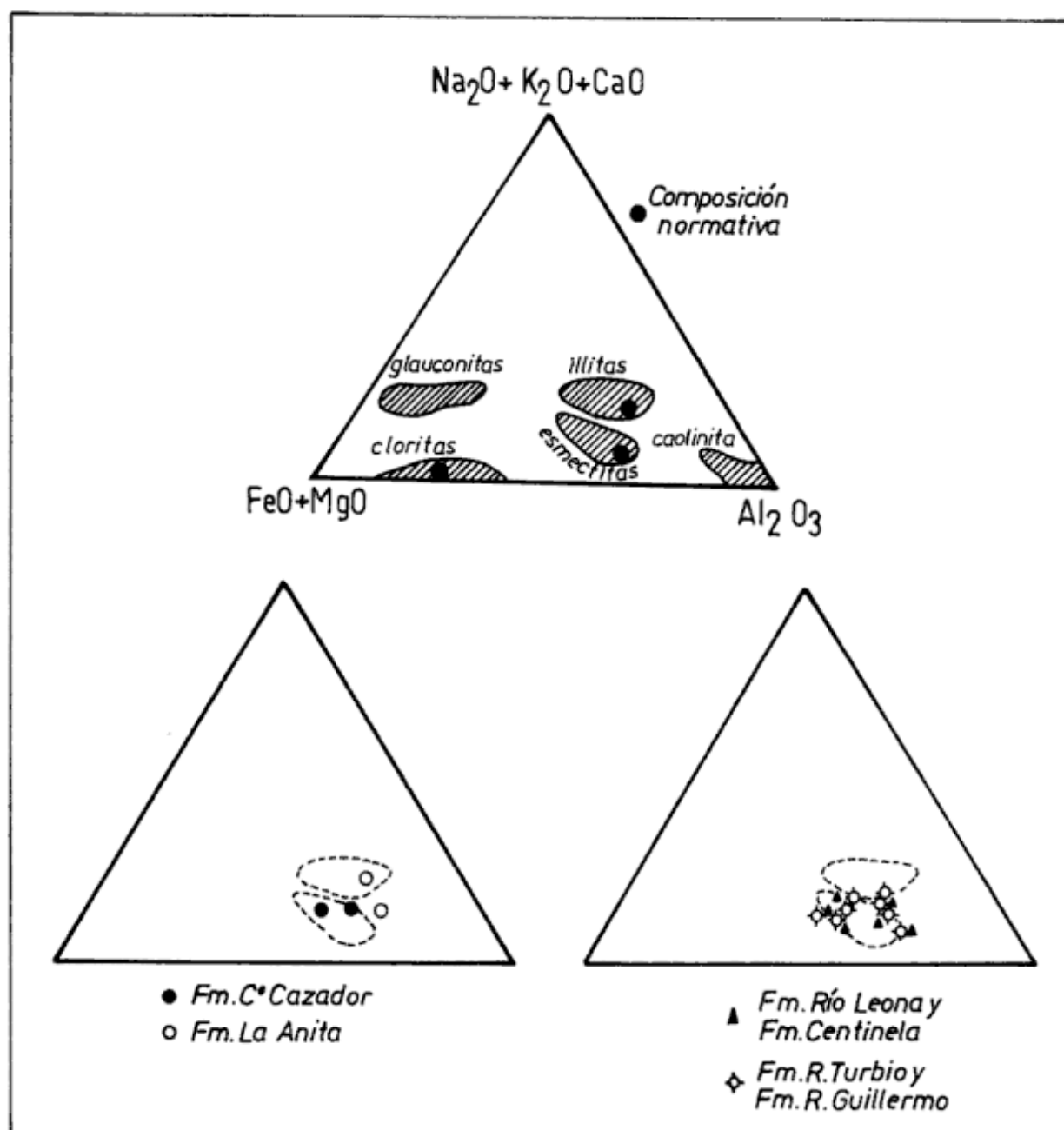


Figura 7- Triángulo de composición  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} - \text{FeO} + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$  para pelitas (Englund y Jorgensen 1973) con la ubicación de la composición normativa de pelitas promedio (Merodio y Spalletti 1988) y las pelitas de las formaciones La Anita, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Río Turbio y Río Guillermo.

cuenclas de «trench», antearco, intraarco y retroarco son muy similares. Más aún, Roser y Korsch (1986) han mostrado que sedimentos formados en cuencas «pull apart» coinciden en sus atributos composicionales con los de algunos ambientes tectónicos antes mencionados.

Con estas consideraciones previas acerca de los alcances y limitaciones del modelo, podemos proceder entonces, a la evaluación de nuestros resultados:

En el diagrama de discriminación de estos ámbitos tectónicos (Fig. 8 a) se observa que las pelitas y areniscas de la Fm. La Anita se agrupan en su totalidad dentro del campo

de margen continental pasivo, con un ordenamiento lógico determinado por un contenido menor de  $\text{SiO}_2$  y mayor de  $\text{K}_2\text{O}$  en las pelitas. Nótese que para este caso en particular, los pares arena-pelita tienen una disposición tendiente a la horizontal en el diagrama. Se destaca que la procedencia de la Fm. La Anita puede asignarse al antepaís mientras que, como veremos en los párrafos siguientes, el resto de las unidades provienen del arco.

Las areniscas de las formaciones Calafate y Cerro Cazador (Fig. 8 b), en cambio, se agrupan en el campo de margen continental activo, mientras que las pelitas lo hacen en el

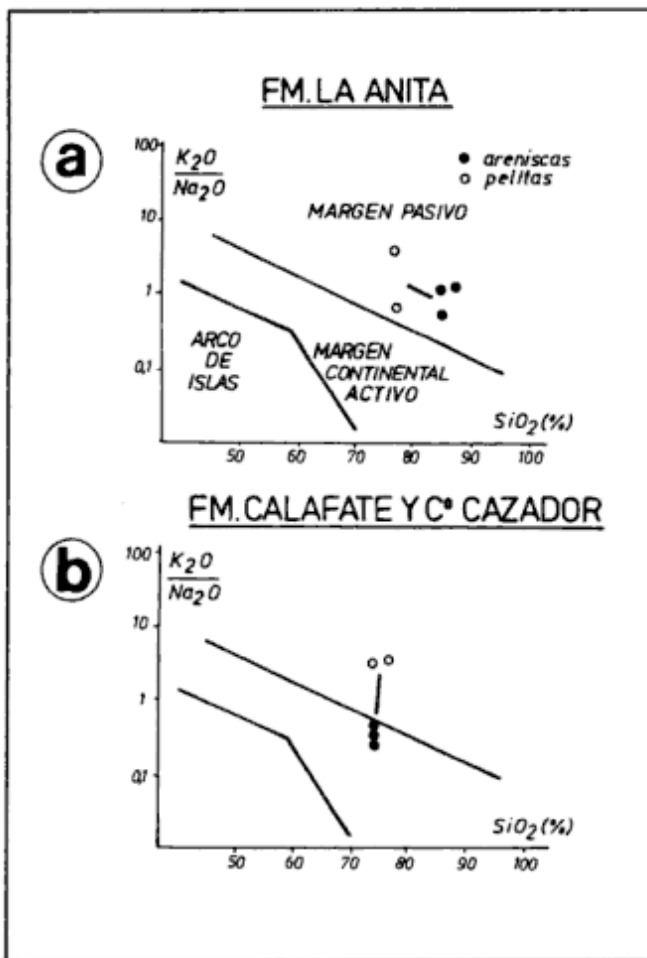


Figura 8- Diagrama de discriminación tectónica  $K_2O/Na_2O$  vs.  $SiO_2$  para areniscas y pelitas (base anhidra) (Roser y Korsch 1986) con la ubicación de las muestras de las formaciones La Anita, Calafate y Cerro Cazador.

margen pasivo. En este caso, los pares arena-pelita de estas unidades tienen una disposición tendiente a la vertical en el diagrama. Esta tendencia perpendicular a los límites de los campos ha sido reconocida por Roser y Korsch (1986) como característica de cuencas de retroarco.

En el diagrama de la Fig. 9 a, se observa que las pelitas de las formaciones Centinela, Río Leona y Río Guillermo caen dentro del campo de margen continental activo, desplazándose hacia el origen de coordenadas al empobrecerse en  $SiO_2$  y  $K_2O$ , y entrar, como en el caso de algunas pelitas de la Fm. Río Guillermo, en el campo de arco de islas.

Aunque en estos casos no ha sido posible estudiar el interesante comportamiento de los pares arena-pelita, se confirma en cambio, la gran dispersión de muestras de grano fino en estos dos campos. Estas muestras, muy probablemente pertenecen a un mismo ambiente tectónico de sedimentación que no es bien definido por el modelo.

Las areniscas de la Fm. Río Turbio (Fig. 9 b) se agrupan dentro del campo de arco de islas, mientras que las pelitas lo hacen en el correspondiente a margen continental activo. Aquí

nuevamente, la disposición de los pares arena-pelita tiende a la vertical, denotando un enriquecimiento relativo en  $SiO_2$  en las pelitas del margen activo (Cf. con la Fig. 8 b).

Si se utiliza un diagrama  $SiO_2/Al_2O_3$  vs.  $K_2O/Na_2O$  (base anhidra) adaptado de Roser y Korsch (1986) para diferenciar a los sedimentos provenientes de los diferentes ambientes tectónicos descritos por estos autores (márgenes pasivos, activos, y de arco magmático con aporte basáltico y andesítico o félsico y plutónico, Fig. 10 a), se observa con mayor claridad cómo las muestras de la Fm. La Anita se ubican mayoritariamente en el campo de margen pasivo (sólo hay una muestra de pelita que se ubica en el campo de arco con aporte félsico y plutónico o A-2).

Las muestras de las formaciones Calafate y Cerro Cazador (Fig. 10 b) se agrupan, en cambio, en los campos de margen continental activo y arco con aporte félsico y plutónico (A2). Las de la Fm. Centinela (Fig. 11 a) lo hacen en los campos A1+A2, y el resto de las unidades (formaciones Río Leona, Río Turbio y Río Guillermo), en el campo de arco con aporte basáltico o andesítico (Figs. 11 a y b).

Los diagramas 10 y 11 muestran una tendencia evolutiva composicional de la secuencia cretácico-terciaria estudiada. En el área norte, esta tendencia se inicia con petrofacies de margen pasivo (Fm. La Anita) y culmina con facies de margen

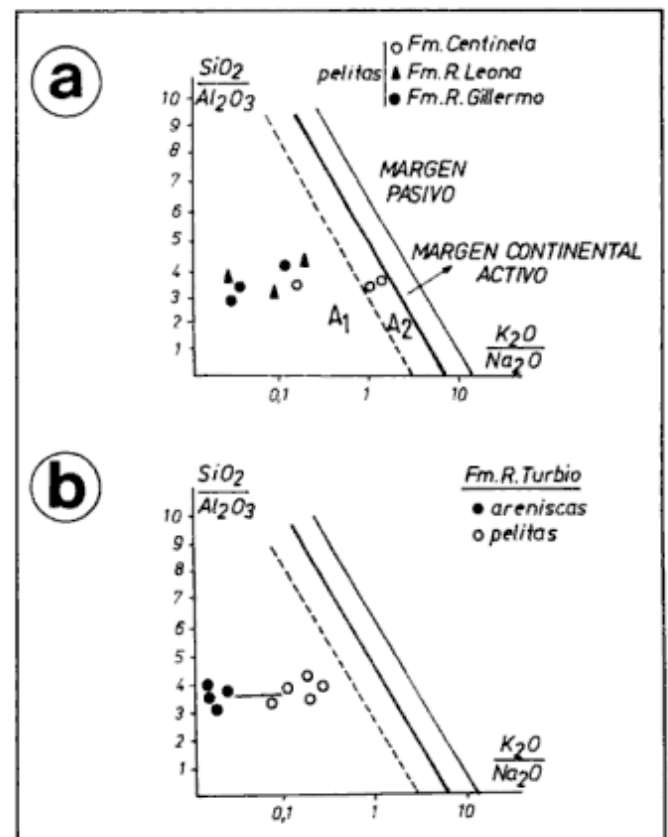


Figura 9- Diagrama de discriminación tectónica  $K_2O/Na_2O$  vs.  $SiO_2$  para areniscas y pelitas (base anhidra) (Roser y Korsch 1986) con la ubicación de las muestras de las formaciones Centinela, Río Leona, Río Guillermo y Río Turbio.



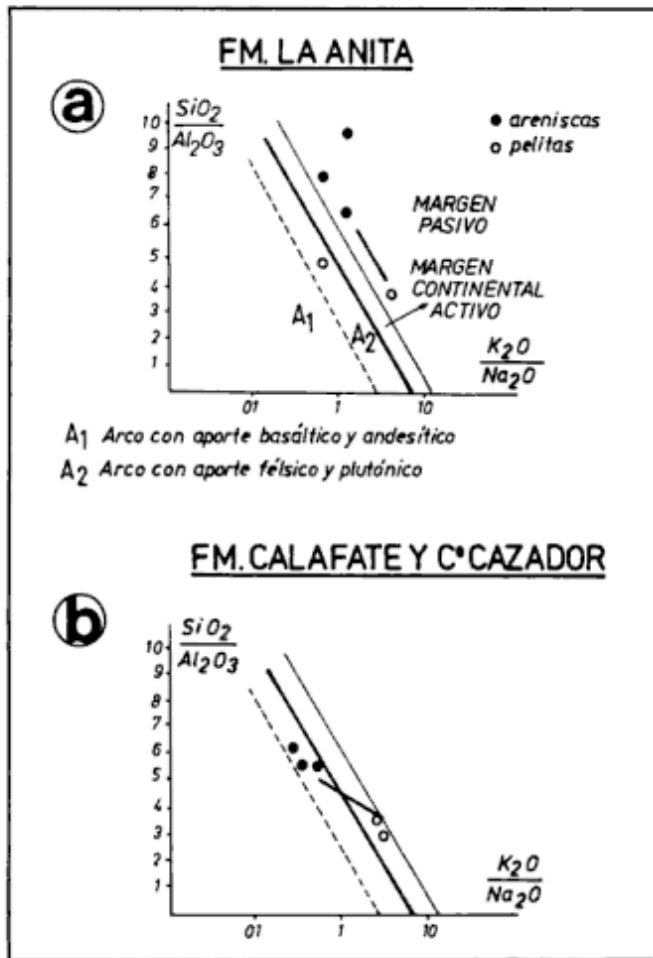


Figura 10- Diagrama de discriminación tectónica SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O para areniscas y pelitas (base anhidra) (Rosier y Korsch 1986) con la ubicación de las muestras de las formaciones La Anita, Calafate y Cerro Cazador.

continental activo (formaciones Calafate, Río Leona y Centinela). En el sur, se pasa desde facies de arco magmático (Fm. Cerro Cazador), hasta llegar a facies de arco con aporte basáltico y andesítico para las formaciones Río Turbio y Río Guillermo.

Los desplazamientos debidos al tamaño de grano y la diagénesis son, en este caso, de menor importancia pues generalmente tienen lugar dentro de los campos previamente mencionados, por lo cual este esquema no presenta excepciones como en el caso de los diagramas anteriores.

**Conclusiones**

El análisis químico de areniscas y pelitas pertenecientes a las unidades cretácicas superiores y terciarias inferiores de la Cuenca Austral define dos grandes grupos o asociaciones de rocas sedimentarias, según provengan de márgenes pasivos con áreas de aporte de litologías predominantemente ígneo-metamórficas cuarzosas (Fm. La Anita), o de áreas de márgenes activos como un arco magmático de composición andesítica

(formaciones Calafate, Río Leona, Centinela, Cerro Cazador, Río Turbio y Río Guillermo). Para estas últimas unidades no se descarta un probable aporte de composición basáltica, aunque el mismo no ha sido previamente detectado por la petrografía de areniscas, ya que todas las plagioclasas medidas por el método de Michel-Levy, dan una composición de oligoclasa a andesina.

El aporte cratónico se manifiesta, en forma dominante, en el sector norte mientras que el andesítico ha ejercido su influencia en toda la región occidental de la cuenca.

En términos generales, los resultados geoquímicos obtenidos son coherentes con la información suministrada por las modas detríticas y los análisis difractométricos de las rocas de estas formaciones. Se confirma así su procedencia, las tendencias y la evolución de la composición elemental de cada muestra. Se destaca, también, la importancia del muestreo y análisis de los pares arena-pelita de cada unidad, pues su comportamiento en los diagramas de composición química configura un diagnóstico de los ambientes tectónicos de sedimentación.

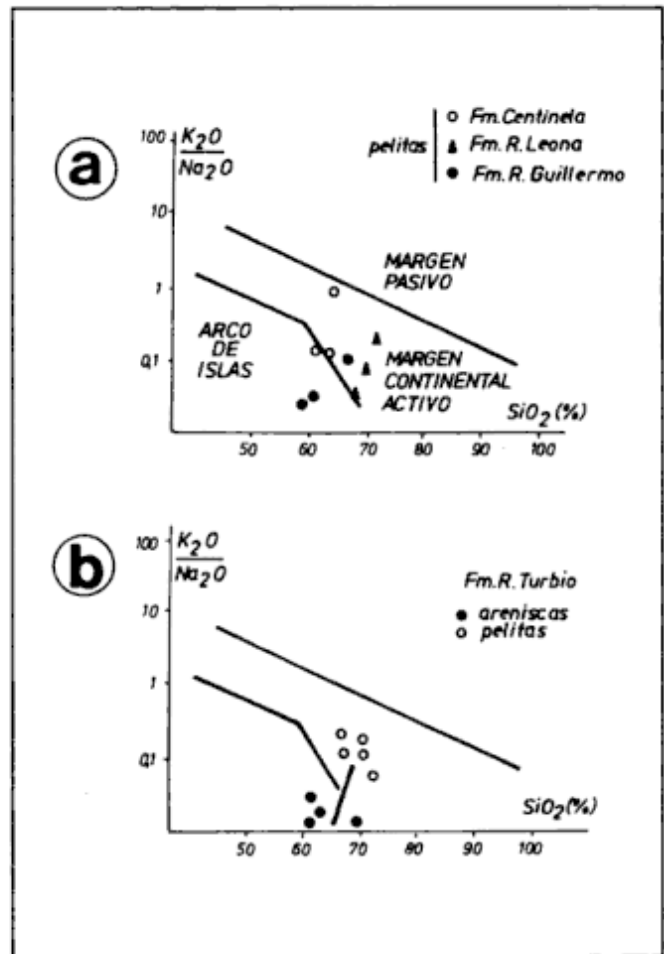


Figura 11- Diagrama de discriminación tectónica SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O para areniscas y pelitas (base anhidra) (Rosier y Korsch 1986) con la ubicación de las muestras de las formaciones Centinela, Río Leona, Río Guillermo y Río Turbio.

Como sucede con los modelos triangulares de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), desarrollados para la petrografía de areniscas, los modelos geoquímicos destinados a definir procedencia y ambientes tectónicos de sedimentación presentan excepciones para casos particulares que sólo se evidencian por medio de un estudio geológico regional, paleogeográfico, mineralógico y geoquímico comparado e integrado. Así, por ejemplo, resulta difícil diferenciar a los distintos subambientes de depositación consanguíneos, como en el caso de los asociados a arcos magmáticos, basándose en la exclusiva utilización de esta técnica.

### Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al CONICET y al Centro de Investigaciones Geológicas UNLP, por prestar los medios necesarios para la realización de este trabajo; a Yacimientos Petrolíferos Fiscales por proporcionar parte de las muestras analizadas; a Luis A. Spalletti por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas observaciones, y a Gabriela Alonso y a Jorge Wlasiuk por la importante ayuda prestada en la realización de los análisis químicos. Se destaca que esta contribución forma parte de la Tesis Doctoral de uno de los autores (M.J.M.) en la Universidad Nacional de La Plata.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arbe, H. A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Informe Río Gallegos, Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito).
- Bercowski, F., 1986. Arenas del Río de La Plata: una excepción a la relación entre composición de areniscas y la tectónica de placas. Primeras Jornadas de Sedimentología, La Plata, Actas: 263-266.
- Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91 (6): 611-627.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M., Fitzgerald, M. G. y Wright, R. C., 1987. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, Southern South America. En: Foreland Basins. International Association of Sedimentology, Special Publication, 8: 41-61.
- Blasi, A. y Manassero, M. J., 1989. The Colorado River of Argentina: source, climate and transport as controlling factors on sand composition. *Journal of South American Earth Sciences*, 3 (1): 65-70.
- Crook, K. A. W., 1960a. Petrology of the Tamworth Group, Lower and Middle Devonian, Tamworth-Nundle district, New South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30: 353-369.
- Crook, K. A. W., 1960b. Petrography of Parry Group, Upper Devonian-Lower Carboniferous, Tamworth-Nundle district, New South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30: 538-552.
- Crook, K. A. W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites (greywackes). En: Dott, R. H. y Shaver (Eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 19: 304-310.
- Crook, K. A. W., Taylor, G. R. y Bolton, B. R., 1984. Geochemistry of indurated and unconsolidated sediments from the seafloor of the Solomon Islands and Woodlark Basin. CCOP/SOPAC Technical Report, 34: 275-312.
- Dickinson, W. R. y Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dott, R. M. Jr., Winn, F. D. Jr. y Smith, C. M. L., 1982. Relationship of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. En: Craddock E. (Ed.): Antarctic Geoscience, pp. 193-203. Univ. Wisconsin Press, Madison.
- Englund, J. O. y Jorgensen, P., 1973. A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 95: 87-97.
- Feruglio, E., 1938. El Cretáceo superior del Lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis*, 12: 293-342.
- Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 37 (1): 3-255.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, I: 1-334; II: 1-349; III: 1-431 - Buenos Aires.
- Garrels, R. M. y MacKenzie, F. T., 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W. W. Norton y Co., New York.
- Iñiguez Rodríguez, M., Merodio, J. C. y Spalletti, L., 1987. Mineralogía y geoquímica de las pelitas de las Formaciones Paso del Sapo y Lepifán (Cretácico-Terciario), Prov. de Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 13-23.
- Macellari, C. E., Barrio, C. A. y Manassero, M. J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstones petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 223-239.
- Manassero, M. J., 1987. Petrology of Late Cretaceous Sediments, western margin of the Austral Basin, Argentina. Ms thesis, University of South Carolina, 130 p. (inédito).
- Manassero, M. J., 1988a. Petrografía y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 175-187.
- Manassero, M. J., 1988b. Composición de la Formación Cerro Dorotea en el sector occidental del valle del Río Turbio, Pcia. de Santa Cruz. 2º Reunión Argentina de Sedimentología, Universidad de Buenos Aires, Actas: 165-169.
- Manassero, M. J., 1988c. Relación entre el tamaño de grano y la composición en el análisis de procedencia de areniscas. 2º Reunión de Sedimentología, Universidad de Buenos Aires, Actas: 170-174.
- Manassero, M. J. y Macellari, C. E., 1987. Petrografía sedimentaria de la Cuenca Austral: Formación La Anita en el sector sur del Lago Argentino. 10º Congreso Geológico Argentino Tucumán, 2: 17-20.
- Manassero, M. J., Iguíñez Rodríguez, A. M. y Decastelli, O., 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior de la cuenca Austral Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 37-46.
- Maynard, J. B., Valloni, R. y Yu, H. S., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc related basins. En: Leggett, J. K. (Ed.): Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active margins. Geological Society of London, Special Publication, 10: 551-561.
- Merodio, J. C., 1978. Determinación del contenido de elementos mayoritarios en materiales aluminosilíceos por espectrometría de absorción atómica. Exclusiva de sílice. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 9 (1-2): 27-41.
- Merodio, J. C. y Martínez, J. M., 1985. Análisis químico de componentes mayoritarios en rocas silicatadas. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16 (1-4): 7-16.
- Merodio, J. C. y Spalletti, L. A., 1988. Composición normativa y clasificación de rocas pelíticas. *Revista del Museo de La Plata, Geología*, 10(87): 149-170.
- Middleton, G. V., 1960. Chemical composition of sandstone. *Geological Society of America, Bulletin*, 71: 1011-1026.
- Morris, P. A., 1988. Volcanic arc reconstruction using discriminant function analysis of detrital clinopyroxene and amphibole from the New England Fold Belt, Eastern Australia. *Journal of Geology*, 96 (3): 299-312.
- Pettijohn, F. J., 1963. Chemical composition of sandstones-excluding carbonate and volcanic sands. Geological Survey, Professional Paper 440 S, 25 p.
- Potter, P. E., 1984. South American modern beach sand and plate tectonics. *Nature*, 311: 645-648.
- Potter, P. E., 1986. South America and a few grains of sand: Part 1-beach sands. *Journal of Geology*, 94 (3): 301-319.
- Roser, B. P. y Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstones suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94 (5): 635-650.

Recibido: 21 de febrero, 1990

Aceptado: 14 de junio, 1992

## Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿ Cuánto de inversión tectónica ?

Leonardo LEGARRETA<sup>1</sup>, Daniel A. KOKOGIAN<sup>2</sup> y Daniel A. DELLAPE<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ASTRA C.A.P.S.A., Tucumán 744, piso 16, 1049 Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> Occidental Exploration of Argentina, Inc., Avda. Madero 1020, piso 22,  
1106 Buenos Aires, Argentina.

**ABSTRACT.-** *Tertiary structure of the Cuyan Basin: how much tectonic inversion?.-* Stratigraphical and structural features recorded in Triassic rocks deposited in the Cacheuta and Las Peñas depocenters suggest sedimentation within asymmetrical half-grabens, laterally linked by a complex accommodation zone in the latitude of Cerro Cacheuta. These extensional basins resulted from the collapse of an overthickened crustal belt generated during late Paleozoic compressional tectonism. Major structural complexities appear to be localized in areas of greatest stratal thickness, and recent deformation of the Triassic deposits seems to be linked directly to the reverse reactivation of earlier master normal faults during the Neogene compressive regime.

### Introducción

Por muchos años la Cuenca Cuyana de Mendoza y San Juan fue concebida como un área deformada por compresión en la que las fallas de alto ángulo, con participación del basamento, jugaban un rol dominante en la configuración estructural (Rolleri y Criado Roque 1969). En tiempos recientes se registra una marcada tendencia a considerar que la deformación cenozoica de la región se ajusta en la realidad a un estilo estructural de cobertura (*thin skinned*) en el que las fallas principales, para las que se interpreta un desplazamiento horizontal de hasta decenas de kilómetros, adoptan la geometría aplastada propia de los corrimientos de bajo ángulo (ej: Bettini 1980, Sarewicz 1988, Figueroa y Ferraris 1989). Basados en observaciones de índole estratigráfica y estructural, los autores sugerimos la posibilidad de un modelo alternativo basado en el concepto de inversión tectónica (Bally 1984), según el cual la deformación cenozoica que afecta a la Cuenca Cuyana estaría en gran medida relacionada con la inversión compresiva de fallas lítricas extensionales que habrían controlado la sedimentación de la serie triásica.

### Arquitectura de la Cuenca Triásica y su influencia en la sedimentación.

La característica lítrica de las fallas resulta evidente del análisis de distintos elementos de juicio, tales como la geome-

tría asimétrica y el arreglo de facies del relleno triásico, el tipo y distribución de la actividad volcánica y el control que las fracturas ejercieron sobre la sedimentación.

En el área comprendida entre las localidades de Santa Clara (San Juan) y Tupungato (Mendoza), se pueden identificar dos importantes depocentros (Fig. 1a) donde, y tal como lo señalaran Rolleri y Criado Roque (1969), la distribución de espesores es irregular y de tendencia asimétrica. En las áreas donde se detectan los mayores espesamientos de la columna sedimentaria, los bordes de acumulación coinciden con rasgos estructurales mayores y que, en planta, se presentan con una geometría curvada (Fig. 1a). Estos factores son asimilables a fallas de borde originales, cóncavas hacia el oeste en el hemigraben septentrional o subcuena de Las Peñas y hacia el este en el depocentro austral o subcuena de Cacheuta.

El recubrimiento sísmico existente en la Subcuena de Cacheuta pone en evidencia la deformación por rotación de los depósitos triásicos más tempranos ubicados en el eje del depocentro y, por otro lado, ilustra con claridad los fenómenos de truncamiento sobre el margen distal del hemigraben, hacia la zona del yacimiento de Barrancas. El conjunto de estructuras extensionales que afecta el bloque bajo, también sugiere una disposición lítrica en profundidad (Wernicke y Burchfiel 1982, Gibbs 1988) de la fractura maestra que emerge con alto ángulo hacia el oeste. Los rasgos visibles en líneas sísmicas así como los cambios de facies y la distribución de paleocorrientes registrados en los depósitos triásicos más antiguos, ponen en

evidencia un arreglo propio de un sistema depositacional ligado a fallamiento extensional encadenado (*linked fault system*; Gibbs 1988), cuya arquitectura irregular resulta de la morfología de los bloques descendidos hacia el interior de la cuenca.

El relleno triásico inicial, dentro del cual se han identificado cinco secuencias depositacionales (Kokogian y Mancilla 1989), está integrado por términos clásticos gruesos (Formación Río Mendoza), de abanico aluvial y fluvial, que gradan a depósitos areniscosos y pelíticos (Formación Cabras), de ambiente fluvial hasta lacustre. El arreglo de facies, así como las paleocorrientes, indican que el suministro clástico dominante fue de tipo axial y, en parte, transversal desde el faldeo más tendido hacia los bajos morfoestructurales donde se acumularon facies lacustres, prácticamente adosadas al plano empinado de las fallas maestras (Fig. 1a y c). Por el contrario, el aporte sedimentario desde estos resaltos estructurales fue localizado y reducido, debido al ascenso regional y rotación del labio alto de las fallas principales, que hacen que éstos no sólo actúen como barreras para el drenaje, sino que además produzcan un gradiente contrario a la dirección del hemigraben (Frostick y Reid 1987, Leeder y Gawthorpe 1987, Scott y Rosendahl 1989). La notable complejidad del mosaico de facies, alta variabilidad de las paleocorrientes, y la aparición discontinua de gruesos paquetes volcánicos dentro del sector donde se superponen ambas subcuencas, son características comunes en las zonas de acomodación (Rosendahl *et al.* 1986, Scott y Rosendahl 1989, Ebinger 1989). Este elemento se habría comportado como un alto relativo intracuenca desde donde hubo suministro clástico hacia ambos hemigrabenes (Fig. 1). La actividad magmática sinsedimentaria se halla registrada como coladas de basaltos, basandesitas y términos ácidos (riolitas, ignimbritas y tobas intercaladas), estos últimos, en los tramos basales de la columna triásica. La localización de la mayor parte de los mantos lávicos se constata sobre los flancos tendidos de ambos hemigrabenes (Fig. 1a), tal como ocurre en el Rift de Turkana en Africa, donde el volcanismo también es de tipo bimodal (Dunkelman *et al.* 1988). Esta distribución tan peculiar coincidiría con la posición de las corrientes ascendentes de la astenósfera por debajo del lado menos profundo de los hemigrabenes, opuesto a la margen donde emergen las fracturas principales que delimitan a los hemigrabenes (Scott y Rosendahl 1989).

En suma, los depósitos triásicos muestran las características de un sistema de hemigrabenes encadenados (*linked halfgraben*) que, con polaridad alterna, se superponen parcialmente a la altura de la ciudad de Mendoza (Fig. 1a y c) dando origen a una zona de acomodación de interferencia (Bosworth 1986, Rosendahl *et al.* 1986, Scott y Rosendahl 1989). El diseño arquitectónico del basamento, caracterizado por el desarrollo de estos hemigrabenes relacionados entre sí a través de una zona de acomodación, así como el conjunto de rasgos que reúne la cubierta sedimentaria o «caparazón» (*carapace* en Gibbs 1988) que recubre al sustrato fracturado,

resultan comparables a lo que hoy en día se desarrolla en el Rift Oriental de Africa, en particular en las cuencas de Kivu y Rusizi (Fig. 1a y b), descritas por Ebinger (1989).

### Origen del fallamiento listrico en el Triásico

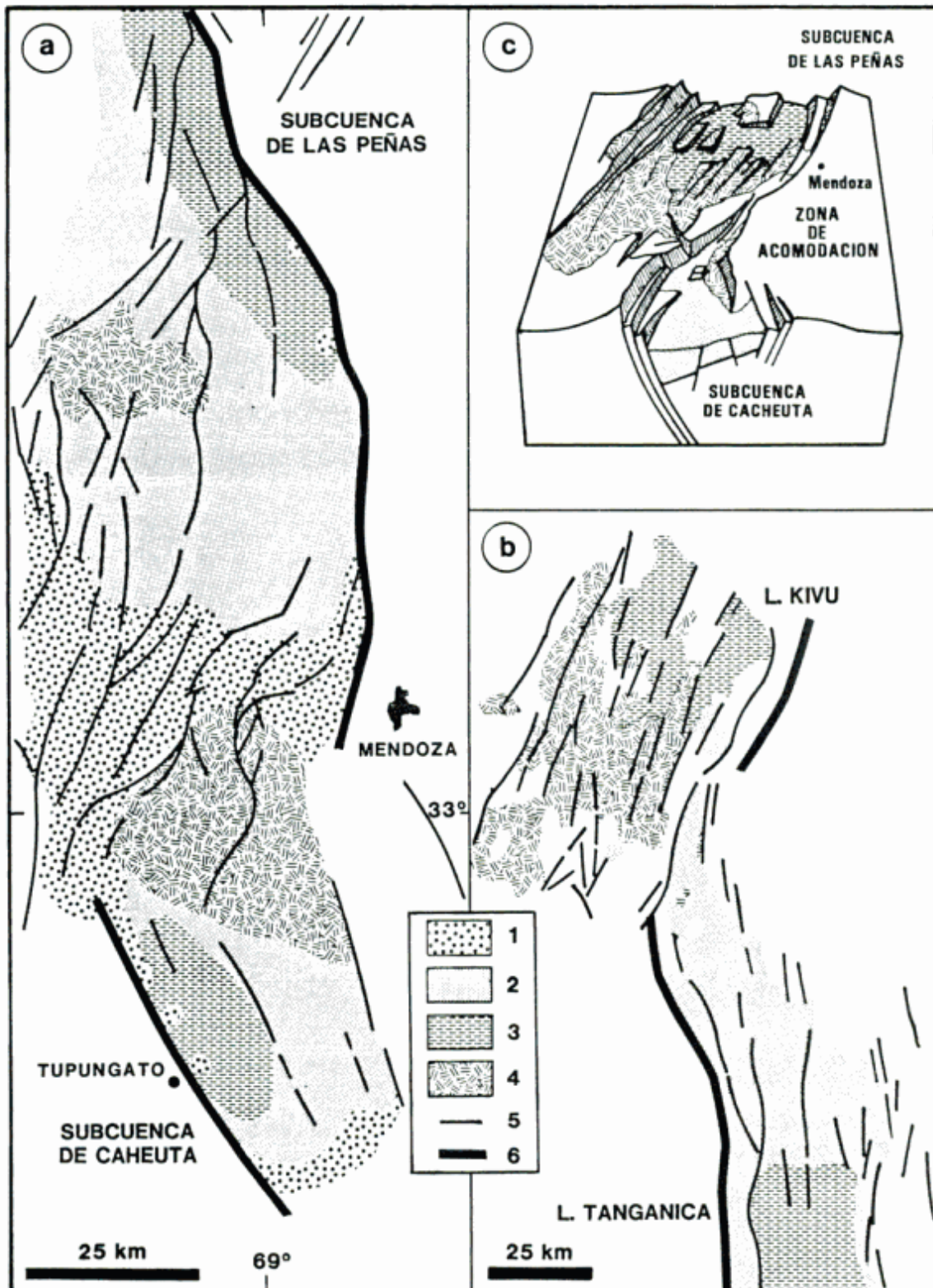
Si bien la arquitectura temprana de la cuenca triásica tiene muchos rasgos estructurales y estratigráficos en común con los sistemas de rift de Africa, el marco geotectónico durante su origen habría sido distinto, tal vez asimilable al colapso extensional de un orógeno, en este caso el resultante de la deformación compresiva del Paleozoico tardío. El esfuerzo de extensión podría ser atribuido a la relajación térmica y expansión gravitacional de un segmento de la corteza previamente engrosado por acortamiento cortical y ascendido por compensación isostática (McClay *et al.* 1986, Dewey 1988). Este modelo genético también ha sido aplicado al extenso magmatismo del Paleozoico tardío representado por el batolito de Colanguil (Llambías y Sato 1989) y por parte del Grupo Choiyoi desarrollado entre el Pérmico tardío y el Triásico temprano (Kay *et al.* 1989). Una vez que la compresión dejó de tener efecto, el debilitamiento cortical inducido térmicamente, habría provocado la disminución de su viscosidad y la subsecuente extensión, al mismo tiempo que se desarrollaba un magmatismo primero ácido y luego de tipo bimodal, como consecuencia de que la corteza inferior era intruida por una masa fundida basáltica generada por la descompresión adiabática de la astenósfera durante la extensión (Coney 1987, Sonder *et al.* 1987).

La arquitectura extensional de las cuencas triásicas, de rumbo general NNE-SSO, podría ser atribuida a la influencia de la fábrica estructural del orógeno paleozoico fragmentado, pero no necesariamente en todos los casos las fallas listricas se producen a partir de la reactivación de fracturas inversas preexistentes (Wernicke 1981).

### Estructura terciaria

Las relaciones notables y aparentemente anómalas entre ciertas estructuras anticlinales y las variaciones de espesor y de facies detectadas dentro de la cuenca Cuyana y, en particular, los cambios en el arrumbamiento del tren estructural observables a la altura de la ciudad de Mendoza (Fig. 1a), podrían alternativamente ser explicadas mediante un modelo de inversión del fallamiento listrico considerado en los párrafos precedentes. Con un esquema de esta índole no sería imprescindible postular fenómenos de transporte tectónico de gran magnitud que habrían desdibujado el diseño original de la cuenca. Por ejemplo, teniendo en cuenta que varios de los altos estructurales, producto de la deformación terciaria, coinciden con áreas de espesamiento máximo de la columna sedimentaria triásica, surge con fuerza la posibilidad de que los fenómenos de inversión tectónica (Bally 1984, Gibbs 1988) puedan haber jugado un rol importante en el estilo





**Figura 1.** Arquitectura de las subcuencas de Las Peñas y de Cacheuta con reconstrucción esquemática del sistema de fracturas triásicas y de la distribución de paleoambientes (a). Comparar con la arquitectura del Rift Oriental de Africa (Mioceno superior-Reciente) ilustrado en el mapa (b) y en el block diagrama, adaptado a la geografía de la Cuenca Cuyana (c), ambos tomados con modificaciones de Ebinger (1989).

Referencias: 1. Clásticos de abanico aluvial y fluviales; 2. Clásticos fluviales y de barreal; 3. Clásticos lacustres; 4. Vulcanitas; 5. Sistema de fracturas y 6. Fallas maestras.

estructural. Este tipo de estructuras, en las que participa el basamento, da lugar a que un bajo estructural pase a constituir un elemento positivo después de la deformación (Biddle y Rudolph 1988). En un sistema con este comportamiento, la deformación de la pila sedimentaria se habría producido por acomodación ante la reducción del espacio (Gibbs 1987, 1988), dando lugar al plegamiento y fallamiento, incluso con niveles de despegue y fracturas inversas antitéticas, que habrían afectado tanto a los depósitos triásicos y terciarios, como a rocas del basamento. Todos estos rasgos adquieren mayor grado de complejidad donde la columna triásica alcanzó mayor espesor (como en el caso de las sierras de las Higuera-Las Peñas flanco oriental del hemigraben de Las Peñas) y muestra una deformación menos intensa donde la serie triásica es más delgada (área de Piedras Coloradas-Tupungato margen occidental del hemigraben de Cacheuta).

A nivel del basamento el grado de inversión es variable, dándose el caso de que la cobertura sedimentaria se encuentre deformada por compresión, mientras que las fracturas del basamento están sólo parcialmente invertidas manteniendo una separación normal inferior a la original. Un fenómeno de este tipo ha quedado ilustrado en el corte estructural dado a conocer por Roller y Criado Roque (1969, fig. 11). Los depósitos terciarios han sido sobre-elevados y parcialmente erosionados y la serie triásica subyacente está plegada y fallada, pero las fallas de basamento aún presentan una geometría extensional dominante.

En los sectores occidentales situados al pie del alzamiento de la Cordillera Frontal, algunas fracturas relacionadas con la tectónica de cobertura que afecta principalmente a los depósitos terciarios, pueden aparecer superpuestas disarmonicamente con las estructuras de inversión, tal como parece ocurrir en la faja situada entre Cacheuta y Tupungato.

### Agradecimientos

Los autores agradecen a Astra C.A.P.S.A. y Occidental Exploration of Argentina, inc. por haber aprobado la publicación del presente trabajo. Desean expresar un especial reconocimiento a Miguel A. Uliana por habernos brindado su estímulo y orientación sobre el tema tratado y por haber efectuado la revisión crítica del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bally, A.W., 1984. Tectogenese et sismique réflexion. Bulletin de la Société Géologique de France, 7 (26) : 279-285.
- Bettini, F.H., 1980. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (4) : 579-581.
- Biddle, K.T. y Rudolph, 1988. Early Tertiary structural inversion in the Stord Basin, Norwegian North Sea. Journal of the Geological Society, London, 145 : 603-611.
- Bosworth, W., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology, 14 : 890-892.
- Coney, P.J., 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. En: Coward, M.P., Dewey, J.F., y Hancock, P.L. (Eds.): Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, 28 : 177-186.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics, 7(6) : 1123-1139.
- Dunkelman, T.J., Karson, J.A., Rosendahl, B.R., 1988. Structural style of the Turkana Rift Kenya. Geology, 16 : 258-261.
- Ebinger, C.J., 1989. Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi, Africa. Tectonics, 8 (1) : 117-133.
- Figueroa, D.E. y Ferraris, O.R., 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera mendocino-sanjuanina. Primer Congreso Nacional Exploración Hidrocarburos, 1 : 515-529. Buenos Aires.
- Frostick, L.E. y Reid, I., 1987. Tectonic control of desert sediments in rift basins ancient and modern. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.): Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, 28 : 53-68.
- Gibbs, A., 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.): Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, 28 : 19-33.
- Gibbs, A., 1988. Balancing geoseismic cross-sections. Canadian Society of Petroleum Geologists, Short Course: 1-88.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. Geology, 17 : 324-328.
- Kokogián, D.A. y Mancilla, O.A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Cuyana. Secuencias deposicionales continentales. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): Cuenas Sedimentarias Argentinas, 10º Congreso Geológico Argentino Simposio: 169-201. Tucumán.
- Leeder, M.R. y Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.): Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, 28 : 139-152.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1989. Relaciones geológicas del Batolito de Colangüil. Reunión de Transectas de Mar del Plata. Resumen Expandido.
- McClay, K.R., Norton, M.G., Coney, P. y Davis, G.H., 1986. Collapse of the orogen and the Old Red Sandstone. Nature, 323 (11) : 147-149.
- Roller, E.O. y Criado Roque, P., 1969. La cuenca triásica del norte de Mendoza. 3º Jornadas Geológicas Argentinas, 1 : 1-76. Buenos Aires.
- Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J. y Derksen, S.J., 1986. Structural expressions of rifting: lesson from Lake Tanganyika, Africa. En: Frostick I.F. (Ed.): Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication, 25 : 29-43.
- Sarewitz, D., 1988. High rates of late Cenozoic crustal shortening in the Andean foreland, Mendoza Province, Argentina. Geology, 16 : 1138-1142.
- Scott, D.L. y Rosendahl, B.R., 1989. North Viking Graben: An East African Perspective. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73 (2) : 155-165.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wemické, B.P. y Christiansen, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L. (Eds.): Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, 28 : 187-201.
- Wemické, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 291 : 645-648.
- Wemické, B. y Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. Journal of Structural Geology, 4 (2) : 105-115.

Recibido: 15 de setiembre, 1989

Aceptado: 22 de julio, 1992

# Geología y petrología de los plutones de la Tapera de Burgos, Arroyo El Rápido y Cerro Caquel, Departamento Languiño, Provincia del Chubut

M. G. LOPEZ de LUCHI<sup>1</sup>, J. P. SPIKERMANN<sup>1</sup>, J. A. STRELIN<sup>1</sup> y J. MORELLI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina

<sup>2</sup>Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

**ABSTRACT.-** *Geology and petrology of the plutons of Tapera de Burgos, Arroyo El Rápido and Cerro Caquel, Languiño Department, Chubut Province.*- Three plutons that crop out in the sierras de Tecka and Languiño in the extra-andine area of Chubut are described. They are epizonal bodies whose compositions are basic to intermediate (Cerro Caquel), intermediate (Tapera de Burgos) and intermediate to acid (Arroyo El Rápido). Major element relationships indicate metaluminous to weakly peraluminous characteristics and calcalkaline affinities; the main petrographic types are gabbro, diorite, quartz-monzodiorite, tonalite and granodiorite which, together with other petrological features, indicate I-type magmatism. The plutons have distinct K/Ar ages: Middle Jurassic-Lower Cretaceous (Cerro Caquel), Upper Cretaceous (Arroyo El Rápido) and Oligocene (Tapera de Burgos). Basic sources, advocated universally in the genesis of Andean magmatism, can be proposed here on the basis of the close association of basic and intermediate rocks and in their coexistence with volcanic sequences of similar composition. This kind of magmatic association was practically continuous from the Middle Jurassic to the Oligocene and is best represented as volcanic events from that time on.

## Introducción

La caracterización geológica y petrológica de los plutones del Arroyo El Rápido, Cerro Caquel y Tapera de Burgos, forma parte de un estudio mayor que se refiere al plutonismo de la región extraandina del Chubut, en la zona de las sierras de Tecka y Languiño (Fig. 1).

Con el objeto de tener un mejor conocimiento de los diversos episodios magmáticos se analizan a su vez rocas eruptivas de edades diferentes que son caja e intruyen a los referidos plutones.

Se confeccionaron y estudiaron 60 preparaciones petrográficas delgadas, seleccionándose a partir de ellas 26 muestras representativas que fueron analizadas por sus elementos químicos mayoritarios en el laboratorio del LAQUIGE. Parte de las muestras fueron coleccionadas por Benito y Chernicoff (1986).

## Geología

En el presente trabajo se dan a conocer las características geológicas y petrológicas de los plutones Tapera de Burgos,

Cerro Caquel y Arroyo El Rápido ubicados, el primero, en la Sierra de Languiño y los otros dos al oeste de la Sierra de Tecka (Fig. 1).

En el trabajo referente a la geología del Batolito Aleusco (Spikermann *et al.* 1988) se hace mención a la actividad eruptiva de la región, la cual se sintetiza a continuación.

Las rocas eruptivas más antiguas de la comarca corresponden al basamento precarbónico constituido por plutonitas ácidas que afloran en la zona de Pampa de Agnia en la Sierra de Lonco Trapial. Los eventos ígneos que continúan cronológicamente corresponden al plutón de José de San Martín que intruye sedimentitas del Grupo Tepuel y vulcanitas fundamentalmente intermedias cuya edad determinada por métodos radimétricos es triásica (Linares 1977 y Franchi y Page 1980). En el Jurásico inferior se inició un intenso magmatismo, que se extendió a todo el período, constituido por coladas, brechas y piroclástitas de composición andesítica y basáltica (entre otros ver Turner 1982, Nullo 1983 y Franchi y Page 1990), acompañadas en el lapso Jurásico medio-Cretácico inferior, por la intrusión de extensos plutones gábricos que en algunos casos llegan a dimensiones batolíticas (Poma 1986).

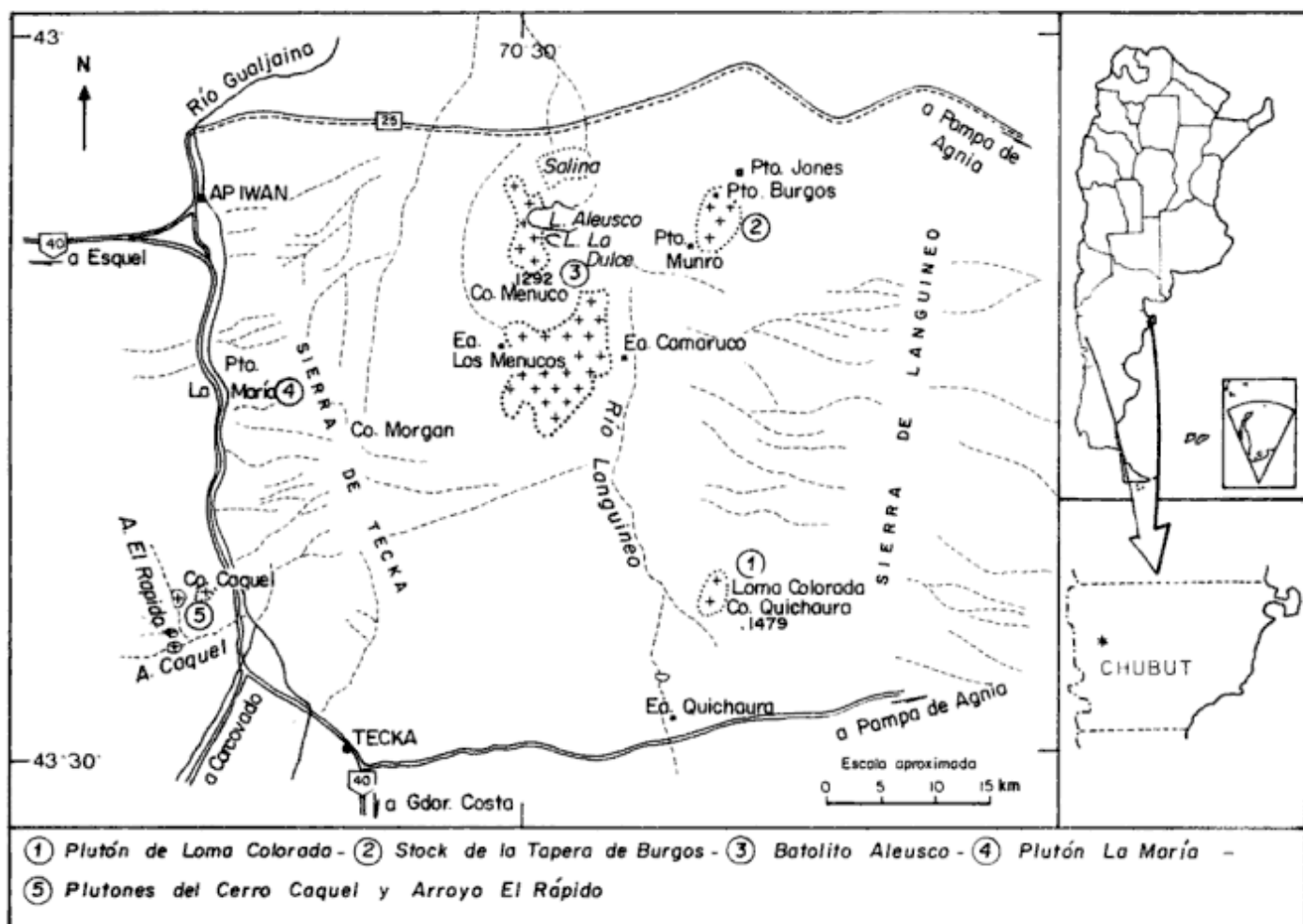


Figura 1: Mapa con la ubicación de los plutones de la zona de las sierras de Tecka y Languineo.

Sigue un evento ígneo ácido, también plutónico, de edad Cretácica superior, al cual corresponderían parte de los cuerpos que se analizan en el presente trabajo.

En el Cenozoico se desarrolla una intensa actividad ígnea, fundamentalmente vulcanógena recurrente a la cual se asocia el plutón de la Tapera de Burgos que intruye sedimentitas del Grupo Tepuel y cuya edad radimétrica es oligocena (Spikermann 1978).

Gran parte de esta actividad magmática es contemporánea con la descrita para el área cordillerana (entre otros ver Haller 1985 y Rapela *et al.* 1987).

#### Complejo Igneo de la Tapera de Burgos

Este plutonismo fue dado a conocer por Suero (1953). Posteriormente lo menciona González (1972) al caracterizar la Formación Las Salinas constituida por sedimentitas neopaleozoicas que hacen de caja al plutón.

Spikermann (1978) se refiere específicamente al plutón describiéndolo dentro de la «Asociación Ignea de la Tapera de Burgos» compuesta por tres episodios eruptivos comagmáticos de edad oligocena que definen una caldera de subsidencia.

Turner (1982) denomina Formación Aleusco a los plutones graníticos y granodioríticos con variaciones composicionales hasta dioríticas ubicadas dentro del ámbito de la Hoja 44c, Tecka, considerando al «Plutón Munro» (Stock Tapera de Burgos) como un evento diferente al restante plutonismo ácido de la región, relacionándolo tentativamente con las vulcanitas del Complejo La Cautiva.

A continuación se completa el conocimiento geológico y geoquímico del Complejo Igneo describiéndolo según el orden de intrusividad y la nomenclatura propuesta por Spikermann (1978).

- 1.- Dique semianular «dacítico-riodacítico» de la Punta Pedregosa.
- 2.- Stock tonalítico-granodiorítico de la Tapera de Burgos.
- 3.- Sistema de diques radiales granodioríticos-riodacíticos-graníticos.

#### Dique semianular

Aflora en el sector NE del plutón (Fig. 2) y se extiende, describiendo una curva tendiente a rodear al plutón principal, a lo largo de unos 3 km con un ancho máximo del orden de los



500 m. Estos valores son estimados ya que el material de su propio derrubio cubre el contacto del plutón con su caja sedimentaria neopaleozoica.

La roca que lo constituye es una dacita-riodacita de color oscuro, casi negro, con sectores marginales al cuerpo de carácter brechoso dado por clastos angulosos de tamaños variables, entre escasos centímetros y 30 cm de diámetro, de vulcanitas propias y sedimentitas provenientes de la caja sedimentaria. La pasta se halla hornofelizada por los efectos térmicos provocados por la intrusión del stock, fenómeno que pone en evidencia su ubicación temporal. Se seleccionaron las muestras Nº 6 y 7 (Fig. 2 y Tabla 1).

*Stock de la Tapera de Burgos*

Este stock, de forma elipsoidal, es la masa ígnea principal de la Asociación. Posee un diámetro mayor de rumbo aproximado NE y una longitud de algo más de 5 km y un diámetro menor del orden de los 4 km de largo, cubriendo de tal forma una superficie aproximada de 18 km<sup>2</sup> (Fig. 2).

La roca es gris clara con tintes amarillentos y rosados. Posee una textura granosa mediana con leve carácter porfiroide dado por tablillas de plagioclasas. Los minerales principales corresponden, en orden de mayor a menor abundancia, a plagioclasas (oligoclasa ácida a andesina básica), cuarzo, ortosa, biotita, hornblenda y piroxeno (augita); los minerales accesorios corresponden a apatita, circón, titanita y minerales

opacos. La composición petrográfica de acuerdo al diagrama modal QAP varía entre los términos diorita cuarzosa, monzodiorita, tonalita y granodiorita (Fig. 9).

La granodiorita se halla representada por una diferenciación ubicada en el sector centro oriental del plutón (Fig. 2) que se distingue además por su tonalidad más clara y coloración rosada y por poseer un marcado diaclasamiento de rumbo N 40° con inclinación de 50° al sudoeste.

Las plutonitas presentan enclaves oscuros de formas más o menos esferoidales con tamaños variables entre los escasos centímetros y los 50 cm, de distribución homogénea y de composición en general diorítica.

Se reconocieron además dentro de este plutón principal: leucogranitos, venas aplíticas graníticas y graníticas gráficas, filones y cuerpos pegmatíticos y filones granito-mirmequíticos. Estos diferenciados representan un pequeño volumen respecto del plutón mayor y se los considera como fases dentro de la etapa tardiomagmática.

Del plutón mayor se seleccionaron las muestras Nº 1, 2, 3 y 4, mientras que de la diferenciación granodiorítica se separó la Nº 5 (Fig. 2), practicándoseles análisis químicos por elementos mayoritarios (Tabla 1).

*Sistema de diques radiales*

El stock es intruido por un sistema de diques radiales de composición granodiorítica a diorítica, textura porfirica y

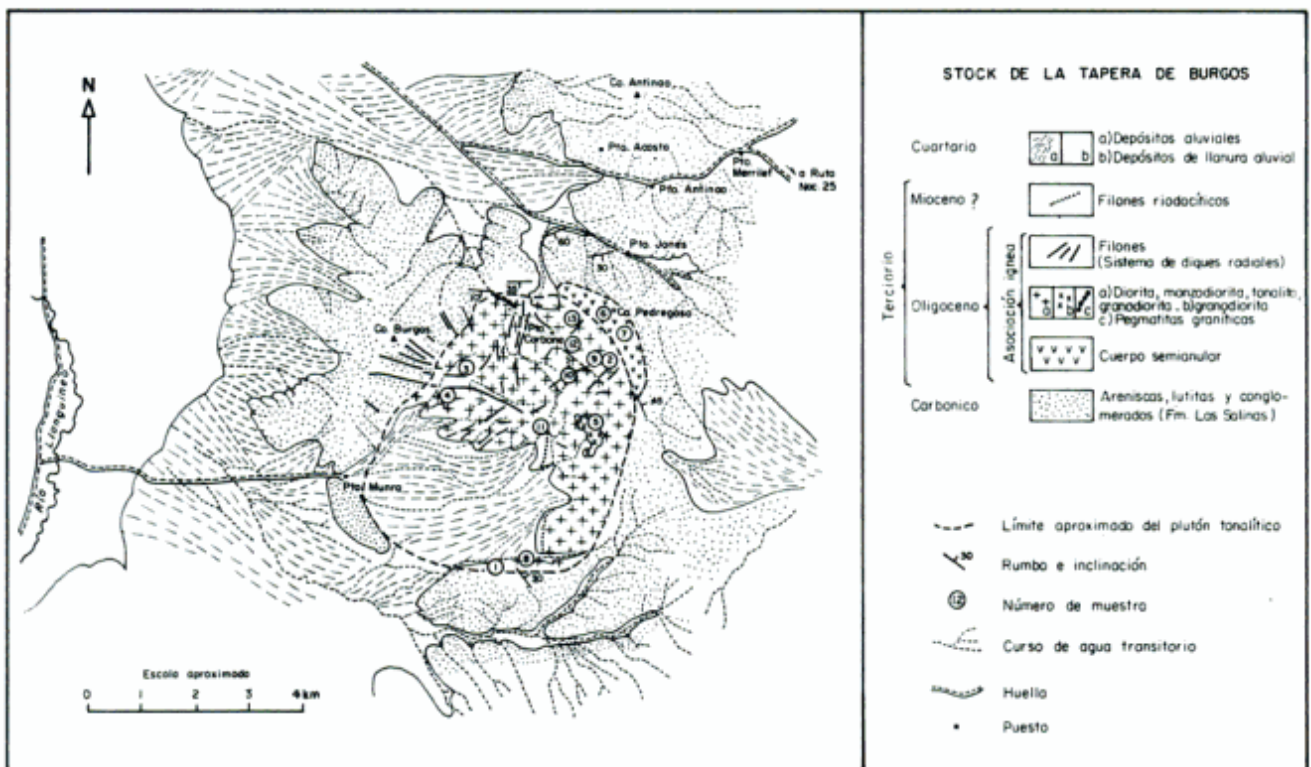


Figura 2: Mapa geológico del Plutón de la Tapera de Burgos.

pasta microgranosa, que irradian aproximadamente del centro geométrico del plutón (Fig. 2). Estos diques intruyen a su vez la caja sedimentaria. Se los distingue en el campo por su tonalidad más oscura. Su disposición es subvertical y sus espesores varían entre 0,5 y 7 m, siendo el valor más frecuente del orden de 1,5 m de ancho. Se seleccionaron para análisis químicos las muestras N° 8, 9 y 11 (Fig. 2 y Tabla 1).

### Diques leucocráticos riódacíticos

Estos diques son considerados como representantes de un evento ígneo posterior e «independiente» del Complejo Igneo de la Tapera de Burgos. Su carácter posterior es claro al intruir al sistema de diques radiales y su independencia del complejo en cuestión se interpreta por el alcance regional que ostenta la entidad magmática filoniana la cual intruye también al Batolito Aleusco y a su caja paleozoico-mezozoica. Se correlacionan con riódacitas y tobas aflorantes a 5 km al sur.

Los cuerpos filonianos se disponen con rumbo N-S, algo serpenteantes (Fig. 2), posición subvertical y su espesor varía entre algunos metros y la decena de metros. La corrida mayor es de 2,5 km, pudiéndose integrar corridas de hasta 5,5 km por sobre la cubierta detrítica.

La roca es gris clara con tintes amarillentos y castaño claro en superficie intemperizada; es compacta y en ciertos sectores desarrolla un diaclasamiento subvertical intenso que remarca la fluidalidad. Posee textura porfírica a afírica y pasta microgranosa con fenocristales de 2 a 3 mm de diámetro; a veces es granofírica, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y laminillas de muscovita.

Fueron seleccionadas para análisis químicos de elementos mayoritarios las muestras N° 10, 12 y 13 (Fig. 2 y Tabla 1).

### Caracterización geoquímica

Geológicamente se reconocen dos eventos magmáticos: uno compuesto, integrado por la secuencia anular-stock-sistema radial de diques y el otro integrado por diques riódacíticos.

En la mayor parte de los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 3a) se observa concordancia en la tendencia evolutiva magmática de las cuatro unidades petrográficas consideradas (dique anular-stock-diques radiales-diques riódacíticos).

Tanto el dique anular como los diques riódacíticos, primero y últimos respectivamente en el orden de emplazamiento, corresponden a los términos más diferenciados de acuerdo a los diagramas de la Fig. 3a. No obstante se observa una clara distinción entre estas dos unidades para los casos del Na<sub>2</sub>O y el CaO.

En cuanto al stock y al sistema de diques radiales se aprecia una similitud en el contenido de sílice. El MgO, TiO<sub>2</sub> y el CaO se ajustan a una tendencia negativa con el aumento de SiO<sub>2</sub> en tanto que el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> poseen igual tendencia con mayor dispersión para los valores del stock respecto a los

de los diques radiales. El K<sub>2</sub>O y el Na<sub>2</sub>O aumentan junto al incremento en SiO<sub>2</sub> presentando el último una tendencia declinante para las muestras de los diques radiales.

En la representación ortogonal de los índices de Shand (1943), propuesta por Rapela (1982) (Fig. 4) se observan dos agrupamientos: uno ubicado dentro del campo peraluminoso, correspondientes a los diques riódacíticos y otro que se encuentra en el campo metaluminoso, donde se hallan las muestras del dique anular, diques radiales y stock, lo que apunta hacia la distinción entre el Complejo Igneo y los diques riódacíticos.

El diagrama AFM (Fig. 5a) muestra una evolución de tipo calcoalcalina. Se distinguen dos zonas: una bien definida que corresponde a las muestras de los diques radiales y las del stock, excepto la N° 5 (diferenciado granodiorítico) que se asocia a la del dique anular y a los diques riódacíticos asociados a la otra zona, más rica en álcalis.

El diagrama normativo An-Ab-Or (Fig. 6a) presenta, al igual que los diagramas de tipo Harker, la tendencia de agrupar por un lado a los ejemplares del dique anular junto a los de los diques riódacíticos con un menor contenido de An normativa y por el otro lado a los ejemplares del plutón y los diques radiales con un contenido menor de Or normativa.

En el diagrama normativo Q-Ab-Or (Fig. 7a) se distinguen dos grupos de muestras: la de los diques riódacíticos con mayor contenido de Q y Or y la de las restantes unidades para las que se observa, con valores más o menos constantes de Or, un aumento del contenido de Ab respecto al Q. La granodiorita N° 5 aparece una vez más separada del resto de las rocas plutónicas y se ubica junto a las pertenecientes al dique anular.

De la lectura de estos diagramas se interpreta una única tendencia evolutiva magmática para las distintas unidades ígneas. Sin embargo es posible separar, por el agrupamiento en zonas definidas en algunos diagramas, las rocas de la Asociación Ignea de las correspondientes a los diques riódacíticos. Además, dentro de la Asociación Ignea, a su vez, se pueden separar las muestras del conjunto plutón mayor-sistema radial de diques de las que corresponden al cuerpo semianular.

### Las plutonitas del Cerro Caquel y Arroyo El Rápido

Suero (1953) menciona por primera vez la naturaleza plutónica del Cerro Caquel. Spikermann (1978) hace una breve referencia al mismo y lo describe como de composición tonalítica granofírica anfibólico biotítica, asignándole una edad cretácica superior en base a una datación radiométrica (K/Ar).

Posteriormente, Benito y Chernicoff (1986) describen como una unidad geológica al Plutón del Cerro Caquel y a los afloramientos graníticos de los arroyos El Rápido, Huemul y Caquel (Fig. 8) cuya composición es diorítica con variaciones hacia términos granodioríticos, tonalíticos y sienodioríticos. La caja la constituyen los esquistos de Arroyo El Rápido de probable edad Paleozoico inferior-Jurásico inferior, sedimentitas marinas del Jurásico inferior y vulcanitas

Tabla I: Datos analíticos Asociación Ignea de la Tapera de Burgos

Muestra N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Laquige N°	1943	1946	1949	1950	1952	1941	1942	1944	1945	1948	1951	1947	1953
	Plutón												
				dique anular			diques radiales			diques riód.			
SiO <sub>2</sub>	58,04	61,74	60,08	60,43	64,98	68,51	67,77	56,50	62,05	66,36	58,60	72,47	68,40
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,87	1,14	1,04	0,64	0,46	0,46	1,12	0,93	0,70	0,94	0,06	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	15,35	16,83	15,41	15,41	14,22	14,02	17,56	15,65	15,58	16,20	14,24	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	3,82	1,98	3,11	2,25	0,96	1,95	2,82	2,59	1,93	3,06	0,99	2,37
FeO <sup>3</sup>	2,38	1,35	4,09	3,29	1,49	2,77	1,95	3,00	2,57	2,66	2,99	1,44	1,11
MnO	0,13	0,11	0,17	0,17	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,12	0,11	0,16	0,08
MgO	4,16	3,09	3,25	2,60	1,78	1,13	1,03	3,25	2,93	2,10	3,34	0,39	1,06
CaO	5,66	5,17	5,50	4,97	3,55	2,68	2,56	4,53	3,68	1,51	6,07	1,30	1,23
Na <sub>2</sub> O	4,11	4,38	4,32	4,39	4,38	4,98	4,83	4,81	4,04	3,50	4,03	3,93	3,65
K <sub>2</sub> O	1,72	2,18	1,93	1,80	2,84	3,16	2,76	1,55	2,43	2,65	1,59	4,21	2,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,41	0,39	0,53	0,26	0,11	0,11	0,38	0,36	0,26	0,31	0,10	0,27
H <sup>+</sup> O	1,11	0,44	0,60	0,62	0,26	0,75	0,31	2,77	2,10	2,95	1,13	0,87	1,12
H <sup>-</sup> O	0,50	0,40	0,30	0,20	0,30	0,70	0,00	0,50	0,30	0,60	0,60	0,30	0,70
T <sup>+</sup> al	98,19	99,32	100,58	98,56	98,22	100,51	97,83	98,87	99,75	100,92	98,97	100,46	97,64
NORMAS CIPW													
AN	32,29	29,87	36,30	31,43	27,42	14,45	17,09	32,94	31,75	16,36	38,58	14,84	12,32
Q	10,96	13,50	10,92	14,29	18,46	19,83	22,55	8,21	16,58	29,15	11,97	29,49	32,06
or	10,16	12,88	11,41	10,64	16,78	18,67	16,31	9,16	14,36	15,66	9,40	24,88	16,31
ab	34,78	37,06	36,56	37,15	37,06	42,14	40,87	40,70	34,19	29,62	34,19	29,62	34,10
an	16,58	15,79	20,83	17,03	14,00	7,12	8,42	19,99	15,91	5,79	21,42	5,80	4,34
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,55	4,83	0,00	1,09	3,87
di	6,43	5,79	3,17	3,38	1,55	4,56	2,89	0,00	0,00	0,00	5,36	0,00	0,00
hy	10,56	8,08	10,86	8,32	6,00	4,22	2,52	10,07	10,45	7,59	8,89	3,00	5,04
mt	3,71	2,57	2,87	3,68	1,89	1,39	2,83	3,80	2,63	2,80	3,54	1,44	1,74
il	2,01	1,65	2,17	1,98	1,22	0,87	0,87	2,13	1,77	1,33	1,79	0,11	0,84
ap	1,23	0,95	0,90	1,23	0,60	0,25	0,25	0,88	0,83	0,60	0,72	0,23	0,63

Análisis químicos realizados por Laquige. Métodos empleados SiO<sub>2</sub> por gravimetría y colorimetría de filtrado; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO y MgO por absorción atómica; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> por colorimetría; Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O por fotometría de llamas; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> por diferencia entre H<sub>2</sub>O<sub>1</sub> y H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> y H<sub>2</sub>O por gravimetría y OFe por volumetría.

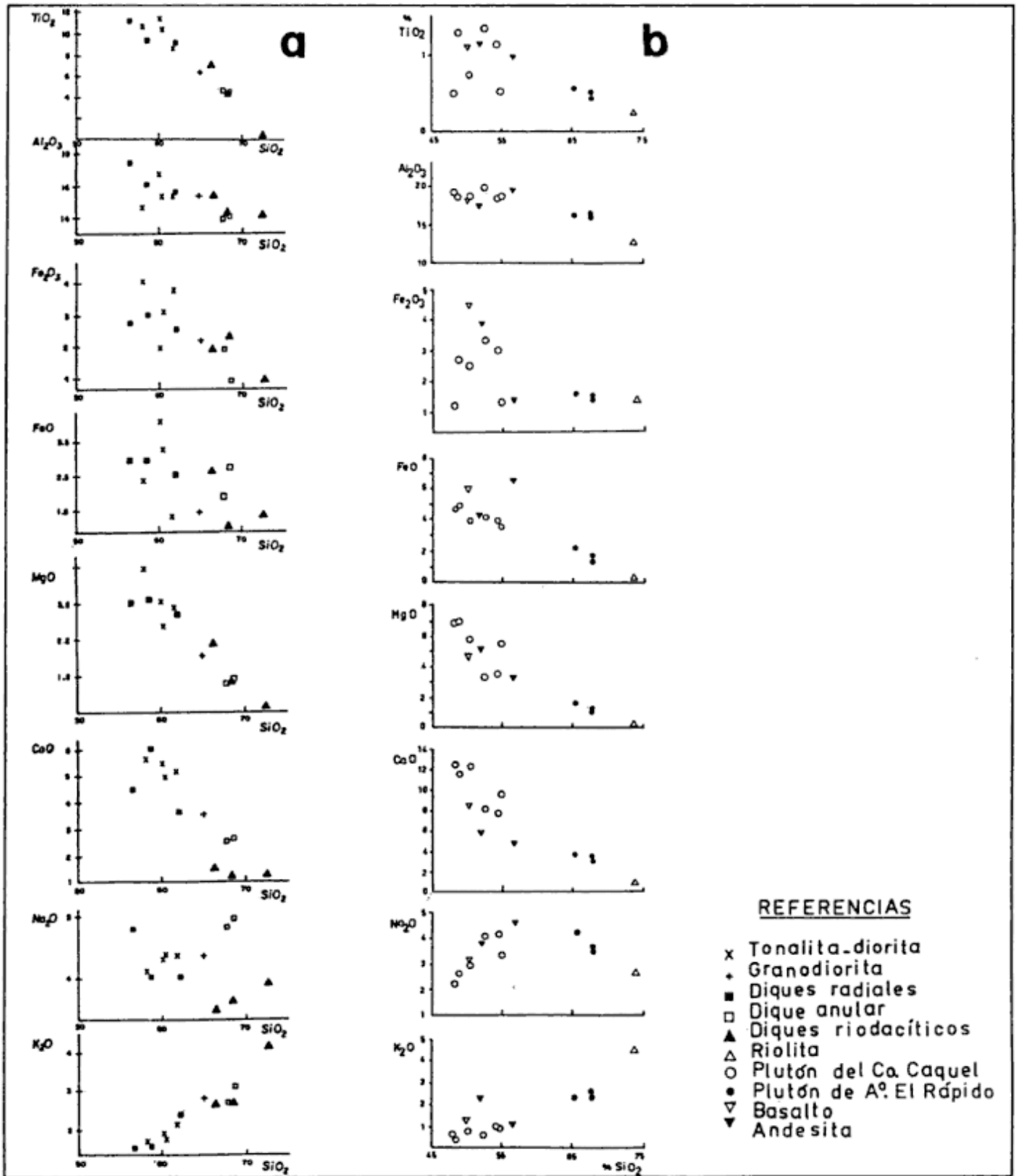


Figura 3 a: Diagramas de variación. Plutón Tapera de Burgos. b: Diagramas de variación. Plutones Cerro Caquel y Arroyo El Rápido.



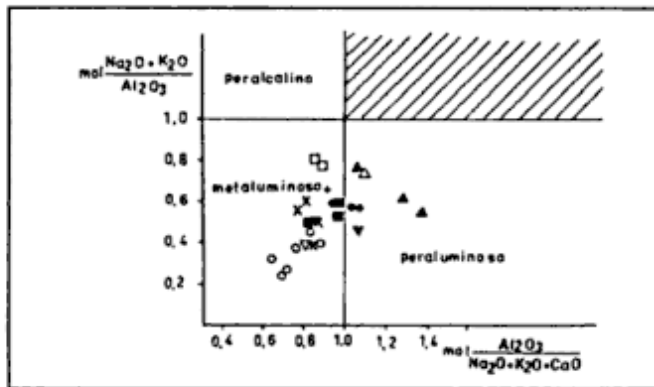


Figura 4: Diagrama de los índices de Shand. Plutones de la Tapera de Burgos, El Rápido y Cerro Caquel.

andesíticas, traquiandesíticas y riódacíticas postliásicas-precretácicas superior. Estos autores mencionan que la diorita del Cerro Caquel está constituida por plagioclasa (andesina) y hornblenda verde, escaso cuarzo, biotita, titanita y minerales opacos; mientras que la plutonita de los arroyos El Rápido, Huemul y Caquel es tonalítica, de grano mediano, compuesta por plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo, hornblenda verde, ortosa, biotita y cantidades menores de minerales opacos, titanita y apatita. Estas plutonitas poseen inclusiones oscuras de hasta 40 cm de longitud, de formas irregulares con bordes redondeados, microgranosas, cuya composición mineralógica es similar a la diorita pero con mayor abundancia de hornblenda. Los plutones presentan un marcado diaclasamiento de rumbos N-S y NO, con desarrollo de disunción catafilar.

Estos últimos autores completan el panorama ígneo mencionando la existencia de cuerpos dacíticos conteniendo xenolitos del plutón principal además de un dique basáltico, de edad radimétrica (K/Ar) eocena, que intruye al stock del Cerro Caquel.

En el presente trabajo se propone separar como dos unidades a los plutones del cerro Caquel y al plutón del arroyo El Rápido (que incluye los afloramientos de las plutonitas de los arroyos Huemul y Caquel). De las observaciones de campo no pudo establecerse la vinculación existente entre el plutonismo básico y ácido de la zona, representado por los aquí denominados Plutones Cerro Caquel y Arroyo El Rápido respectivamente. De acuerdo a lo establecido regionalmente el magmatismo gábrico, Formación Tecka (Turner 1982), precede al granítico de la Formación Aleusco (Turner 1982), siguiéndose en este trabajo el mismo esquema secuencial.

De acuerdo a los antecedentes y lo estipulado en el párrafo anterior, la secuencia ígnea observada en este sector (Fig. 8) es la siguiente: vulcanitas intermedias a ácidas de edad jurásica; plutón básico del Cerro Caquel de edad cretácica superior (Spikermann 1978); plutonismo ácido de arroyo El Rápido de supuesta edad cretácica superior y finalmente se habrían emplazado las dacitas con xenolitos y el dique basáltico de

edad terciaria.

Se atribuye al efecto intrusivo de los plutones las modificaciones metamórficas, anfibolitización, biotitización y epidotización que presenta la caja compuestas por rocas metamórficas, sedimentarias y vulcanógenas. Del conjunto de rocas eruptivas jurásicas fueron seleccionadas las muestras N° 10, 11 y 13, que corresponden a una riolita y dos andesitas respectivamente, analizándose las químicamente por elementos mayoritarios (Fig. 8 y Tabla 2). En la evaluación de dichos análisis químicos debe tenerse en cuenta que la mencionada neomineralización afectó diferencialmente a las distintas rocas. Por ejemplo la riolita correspondiente a la muestra N° 10 presenta escasa epidotización y un leve carácter hornfélsico mientras que la andesita de la muestra N° 11 se halla marcadamente anfibolitiza y biotitizada. El escaso metamorfismo observado en el dique riolítico, similar al que posee el dique basáltico (muestra N° 12) de edad radimétrica terciaria haría sospechar para el primero una edad más joven asociándolo quizás con el evento magmático que dió lugar a los diques ácidos terciarios que intruyen al Complejo Igneo de la Tapera de Burgos.

El Plutón del cerro Caquel está constituido por términos petrográficos que varían entre gabro y diorita en acuerdo con la clasificación modal propuesta por la IUGS en Teruggi (1980) (Fig. 9), modificando la composición dada por Spikermann (1978). La plagioclasa varía entre labradorita y andesina básica y el mineral máfico dominante es la hornblenda magnesiada, en algunos casos zonada con un aumento de la relación Fe/Mg hacia el núcleo, apareciendo en cantidades subordinadas clinopiroxeno (diópsido) intercrecido con un anfíbol fibroso, posiblemente tremolita-actinolita asociada a clorita.

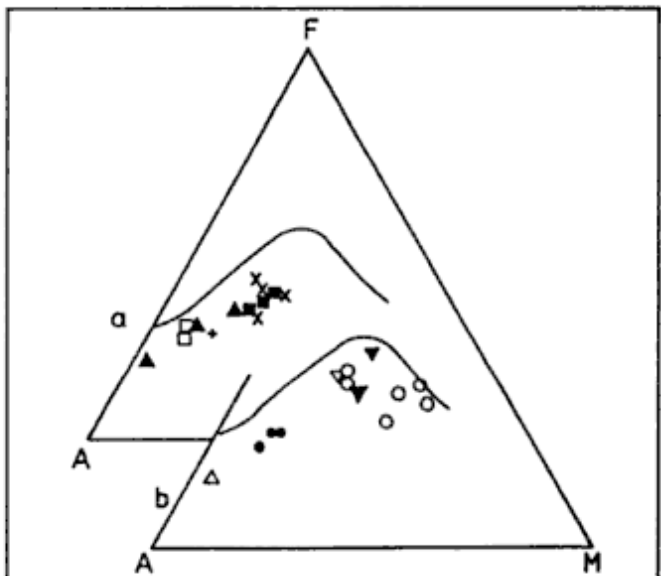


Figura 5: Diagramas AFM. a) Plutón de la Tapera de Burgos, b) Plutones del Cerro Caquel y Arroyo El Rápido.

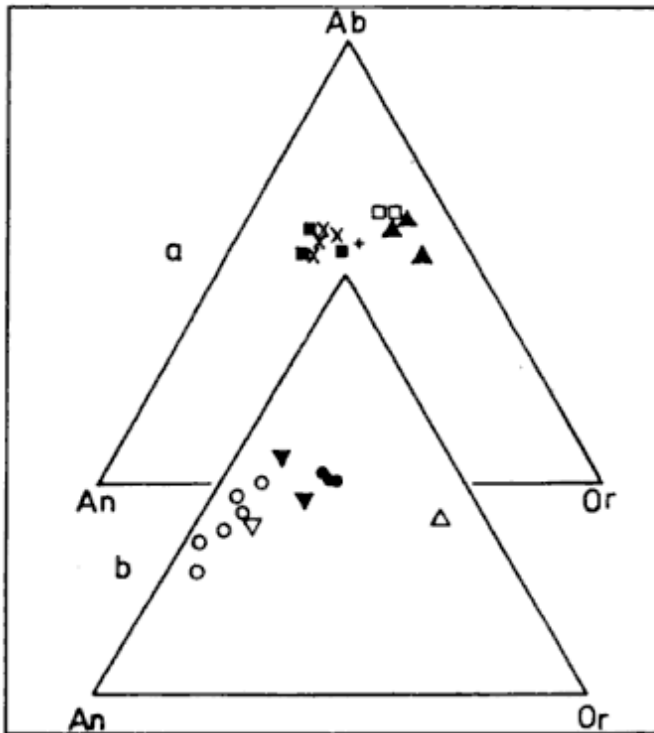


Figura 6: Diagramas An-Ab-Or. a) Plutón de la Tapera de Burgos, b) Plutones Arroyo El Rápido y Cerro Caquel.

Sobre la base de los minerales máficos y la composición de la plagioclasa se distinguen tres facies litológicas dentro del mismo cuerpo: una correspondiente al gabro alterado, compuesto por labradorita y tremolita- actinolita con clorita; otra donde los minerales máficos están representados por un intercrecimiento de un clinopiroxeno y anfíbol y en la cual la plagioclasa es labradorita y una tercera, anfibólica, en la cual la plagioclasa se halla en el límite labradorita-andesina. El contenido de cuarzo aumenta en el orden descrito de facies, con valores que no superan el 5% de la composición modal de la roca.

Pertenciente al mismo evento intrusivo se interpretó a un filón capa microgábrico intruído en los esquistos de arroyo El Rápido, el cual se caracteriza por poseer como único mineral máfico hornblenda magnesiada ( $Mg/Mg+Fe+Mn+Ti = 0,75$ ; de acuerdo al método de Tröger 1959) semejante a la hornblenda que caracteriza a la facies hornbléndica del plutón mayor, siendo la plagioclasa de composición labradorítica.

Del plutón mayor se seleccionaron, para su análisis químico, las muestras N° 1, 2, 3, 4 y 7, mientras que del filón capa, con el mismo objeto, se seleccionó la muestra N° 8 (Fig. 8).

El Plutón de Arroyo El Rápido está representado por tres afloramientos (Fig. 8): el principal aparece en los laterales del arroyo El Rápido, mientras que los dos restantes lo hacen en las márgenes de los arroyos Huemul y Caquel. Estos tres asomos se alinean en dirección NE a los largo de unos 4,5 km, definiendo un cuerpo de mayores dimensiones, parcialmente cubierto por sedimentos de edad terciaria y cuartaria.

El contacto de dicho plutón con su caja resulta neto y ha

sido observado únicamente en relación a esquistos en el arroyo El Rápido (Benito y Chernicoff 1986).

La roca predominante es una granodiorita biotítica anfibólica. Los anfíboles confieren a la roca un aspecto porfiroide. Este mineral máfico posee una relación  $Mg/Mg+Fe+Mn+Ti$  que varía entre 0,70 y 0,40 (Tröger 1959) característica que los haría interpretables, al menos en parte, como xenocristales de origen gábrico, existiendo individuos notablemente fracturados y corroídos. Apoya esta última hipótesis la existencia de xenolitos gábricos anfibólicos cloritizados en alguna de las rocas granodioríticas lo cual indicaría, junto a la observación regional la anterioridad del plutonismo básico respecto al ácido.

Del presente plutón se seleccionaron las muestras N° 5 y 6 para análisis por elementos químicos mayoritarios (Fig. 8 y Tabla 2).

Las manifestaciones filonianas de edad terciaria se hallan representadas por un dique básico cuyo espesor es del orden del metro, de rumbo NS y posición subvertical que intruye al plutón gábrico Cerro Caquel aflorante en el corte de la Ruta Nacional N° 40 a la altura del kilómetro 1592,2 y cuya edad es eocena (Benito y Chernicoff 1986). De este dique seleccionó la muestra N° 12 para su estudio geoquímico (Fig. 8 y Tabla 2).

#### Caracterización geoquímica

En el sector del Cerro Caquel fueron reconocidos cuatro

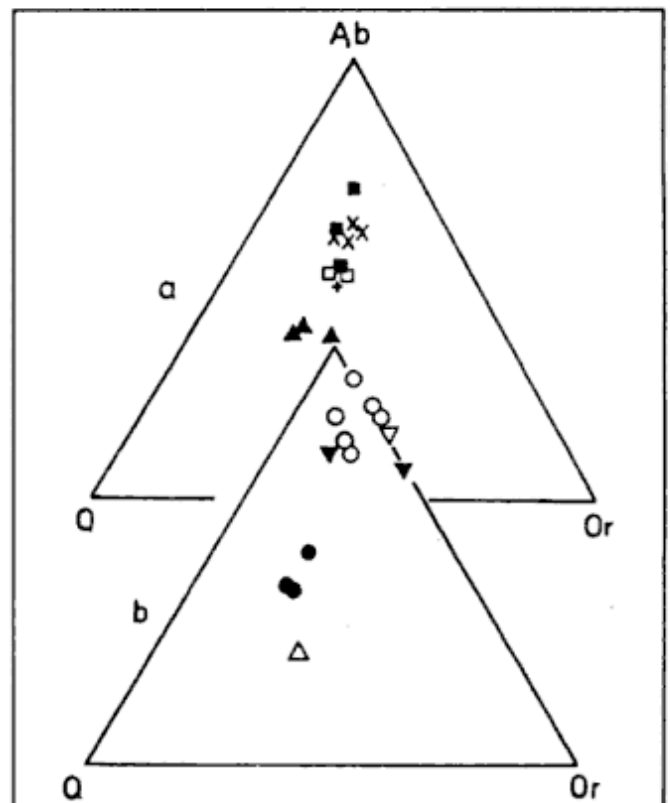


Figura 7: Diagramas Q-Ab-Or. a) Plutón de la Tapera de Burgos, b) Plutones Arroyo El Rápido y Cerro Caquel.

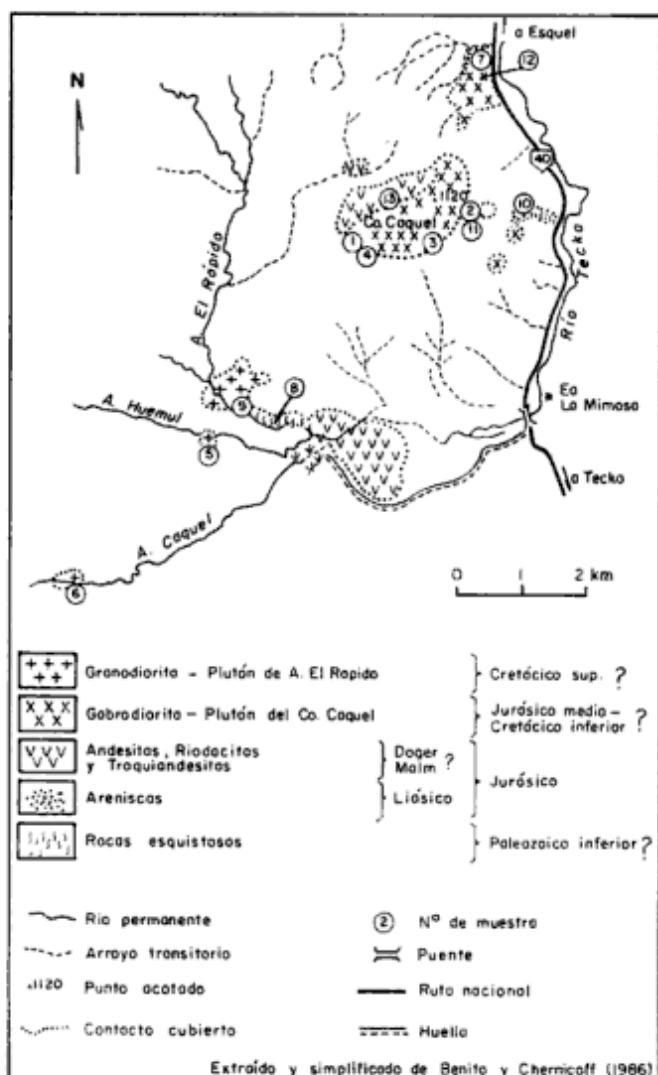


Figura 8: Mapa geológico de la zona del Cerro Caquel.

eventos magmáticos que se evaluarán a continuación sobre la base de sus componentes químicos mayoritarios.

En los diagramas de variación (Fig. 3b) se destacan claramente tres agrupamientos: uno constituido por la plutonita de Arroyo El Rápido, otro por las rocas gabroides del Cerro Caquel junto a las vulcanitas básicas jurásicas y terciaria y como tercer «grupo» muy diferenciado se destaca la riolita (muestra N° 10). De la lectura de estos diagramas surge a su vez que existen tendencias evolutivas semejantes entre las muestras correspondientes al gabro y la granodiorita. El incremento anómalo del Na<sub>2</sub>O frente a la SiO<sub>2</sub> del gabro se atribuye a la albitización de los rebordes de las plagioclasas.

En la representación ortogonal de los índices de alcalinidad de Shand (1947), según Rapela (1982) (Fig. 4), los ejemplares del plutón básico se ubican dentro del campo *metaluminoso* junto con el dique basáltico terciario. La granodiorita Arroyo El Rápido es débilmente *peraluminosa*, mientras que la riolita se halla en el campo *peraluminoso*.

En el diagrama AFM (Fig. 6b) se observa una tendencia general calcoalcalina y se distinguen las muestras del gabro de

las granodioritas.

En el diagrama normativo An-Ab-Or (Fig. 7b) se aprecia un enriquecimiento en An normativa desde los términos más diferenciados (riolita), pasando por la granodiorita Arroyo El Rápido, las andesitas y finalizando con la plutonita Cerro Caquel y el dique basáltico terciario.

En el diagrama normativo Q-Ab-Or (Fig. 8b) se aprecia un claro enriquecimiento en Ab normativa entre los términos menos diferenciados.

### Caracterización petrológica de los plutones Tapera de Burgos, Cerro Caquel y Arroyo El Rápido.

A continuación se trata en conjunto a las plutonitas de ambos sectores con el fin de poder compararlas tanto por sus características petrográficas como por el tipo de plutonismo.

El gráfico modal QAP de Streckeisen (1976) modificado por Lameyre y Bowden (1982) (Fig. 9) asigna las plutonitas a los campos de las series evolutivas *tonalítica calcoalcalina* y *granodiorítica calcoalcalina*. Se puede inferir que la fuente magmática fue de origen profundo (subcortical). Un origen similar ya fue propuesto para las rocas del Batolito Aleusco ubicado en la región (Spikermann *et al.* 1989). La Fig. 10 corresponde a un diagrama QAP de Streckeisen (1976) sobre el cual se delimitan los campos que representan los tipos de granitos *S e I* postulados por Chappel y White (1974) y el tipo *A* postulado por Collins *et al.* (1982). Se aprecia que los ejemplares de los plutones analizados en el presente trabajo se ubican en el campo de los granitos de tipo *I*. En un diagrama

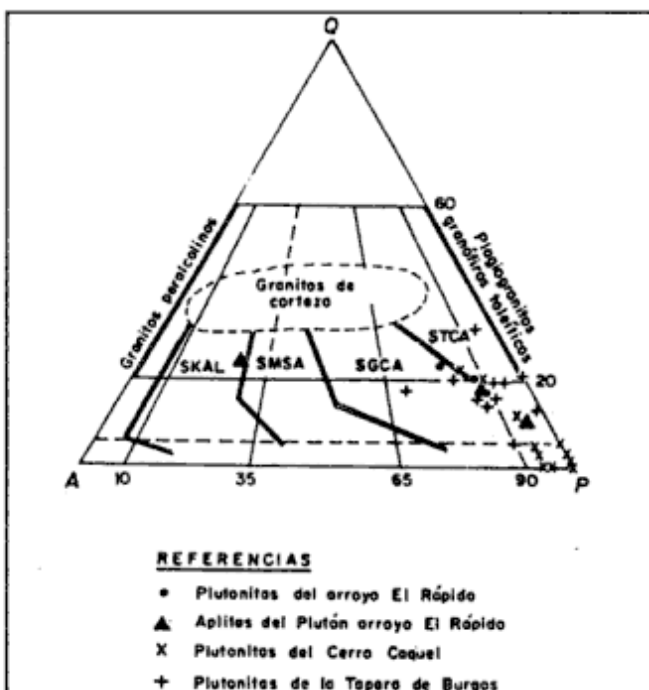


Figura 9: Diagrama QAP con las áreas propuestas por Lameyre y Bowden (1982) para las distintas series graníticas. STCA: Serie trondhjemitica o tonalítica calcoalcalina, SGCA: Serie granodiorítica calcoalcalina, SMSA: Serie sódica alcalina.

Tabla 2: Datos analíticos (Plutonones del Cerro Caquel y Arroyo el Rápido).

Muestra N°	Plutón del Cerro Caquel								Filón capa básico		Plutón del Arroyo El Rápido		Andesita		Dique básico		Riolita	
	1	2	3	4	7	8	5	6	9	11	13	12	10					
Laquige N°	1973	1976	1978	1979	1983	1984	1980	1981	1985	1975	1982	1977	1974					
SiO <sub>2</sub>	54,37	48,21	54,86	50,38	52,60	48,84	67,74	65,39	67,75	56,67	52,00	50,23	73,68					
TiO <sub>2</sub>	1,13	0,50	0,50	0,73	1,34	1,28	0,44	0,57	0,50	0,97	1,16	1,11	0,26					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,29	19,10	18,55	18,36	19,74	18,58	15,97	16,34	15,78	19,35	17,40	18,29	12,68					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	1,20	1,34	2,54	3,34	2,71	1,40	1,53	1,46	1,38	3,88	4,51	1,36					
MnO	0,12	0,18	0,11	0,14	0,17	0,18	0,04	0,06	0,04	0,14	0,16	0,22	0,02					
MgO	3,89	6,92	5,53	5,79	3,36	7,02	1,24	1,80	1,36	3,42	5,18	4,77	0,45					
CaO	7,77	12,46	9,62	12,35	8,16	11,89	3,20	4,00	3,40	4,90	5,97	8,54	1,07					
Na <sub>2</sub> O	4,14	2,17	3,34	2,91	4,09	2,61	3,75	4,25	3,75	4,61	3,85	3,20	2,75					
K <sub>2</sub> O	1,02	0,65	1,00	0,76	0,62	0,33	2,57	2,30	2,34	1,12	2,28	1,28	4,53					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,08	0,12	0,10	0,17	0,18	0,08	0,10	0,10	0,18	0,23	0,16	0,07					
H <sub>2</sub> O	0,26	2,75	0,49	0,93	0,96	0,23	0,74	0,58	0,32	0,73	3,02	1,07	0,46					
Total	97,82	98,84	98,97	98,90	98,61	98,41	98,57	99,18	98,60	100,07	99,33	99,25	97,89					

NORMAS CIPW	
AN	44,70
Q	5,14
or	6,03
ab	35,03
an	28,31
C	0,00
di	6,99
hy	9,50
ol	0,00
mf	3,81
il	2,15
hem	0,00
ap	0,56

Análisis químicos realizados por LAQUIGE

Métodos empleados: SiO<sub>2</sub> por gravimetría y colorimetría de filtrado; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO y MgO por absorción atómica; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> por colorimetría; Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O por fotometría de llama; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> por diferencia entre H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> y H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> por gravimetría y Ofé por volumetría.



$K_2O$  versus  $SiO_2$ , puede verse que los plutones cretácicos son calcoalcalinos con un contenido medio de potasio y que en realidad los términos más básicos son equivalentes a los basaltos de alta alúmina; no obstante hay una tendendencia a valores muy bajos de potasio lo que con los datos de este trabajo y en virtud de la distribución en el diagrama AFM no resulta claro en lo que respecta a si hay dos tipos de rocas básicas, es decir unas de afinidades toleíticas y otras calcoalcalinas, lo cual es poco probable en un pequeño cuerpo y sin claras relaciones de intrusividad o bien la tendendencia a un contenido muy bajo de potasio es reflejo de su carácter primitivo, es decir prácticamente sin influencia de la corteza continental. Es interesante hacer notar que el contenido de titanio de estas rocas que representan los valores más bajos de potasio es relativamente alto para lo que se esperaría para rocas de afinidades toleíticas (Wilson 1989) por lo tanto es probable que representen facies cumuláticas.

El Complejo Igneo de la Tapera de Burgos carece de términos básicos y es ligeramente más rico en potasio en tenores equivalentes de  $SiO_2$  si se compara con los plutones cretácicos, y los términos más diferenciados se hallan en el campo de las secuencias calcoalcalinas de alto contenido en potasio. El motivo del diferente contenido en potasio es materia de especulación y se conocen diferentes explicaciones cuya discusión excede el objetivo de este trabajo.

Las secuencias terciarias del oeste de Sudamérica y del oeste de Estados Unidos de Norteamérica (tanto en la parte occidental como oriental) son más ricas en potasio de acuerdo a Ewart (1982) y aún los términos básicos de las mismas se ubican en el campo de las secuencias calcoalcalinas potásicas (Fig. 11) y las secuencias plutónicas de edad semejante del Batolito Costero del Perú tanto en el segmento Arequipa como en el Lima también aún cuando en este caso es mucho mayor la dispersión de los valores analíticos, atribuibles a efectos de

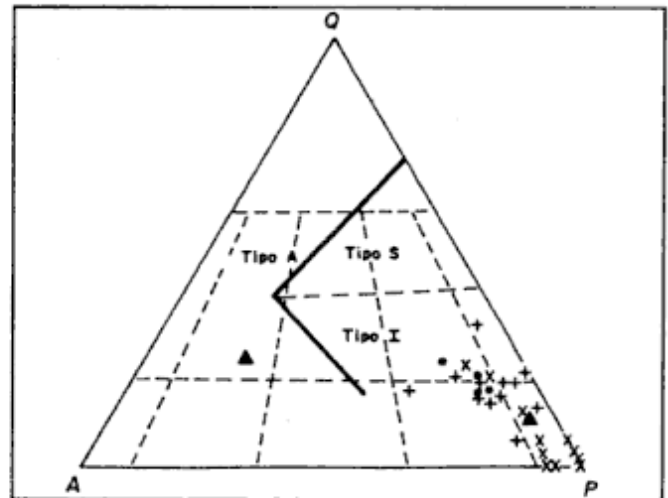


Figura 10: Diagrama modal QAP de Streckeisen. Las áreas corresponden a los tipos de granitos I, S y A del SE australiano según Bowden *et al.* (1984).

contaminación cortical (Wilson). En los plutones estudiados en este trabajo, la correlación con el potasio es bastante buena sobre todo en el caso del Complejo Igneo de la Tapera de Burgos lo cual sugeriría un única línea evolutiva y dado el relativamente bajo tenor de  $K_2O$ , poca contaminación cortical o bien corteza continental poco potente.

#### Consideraciones finales

Los tres plutones considerados en este trabajo son epizonales y circunscriptos en el sentido de Buddington (1959) y Raguin (1946) ya que intruyen en niveles corticales altos y regimen de corteza frágil, lo cual es claro sobre todo en el caso del sistema de caldera definido para el plutón de la Tapera de Burgos.

El plutón Tapera de Burgos pertenece a una asociación

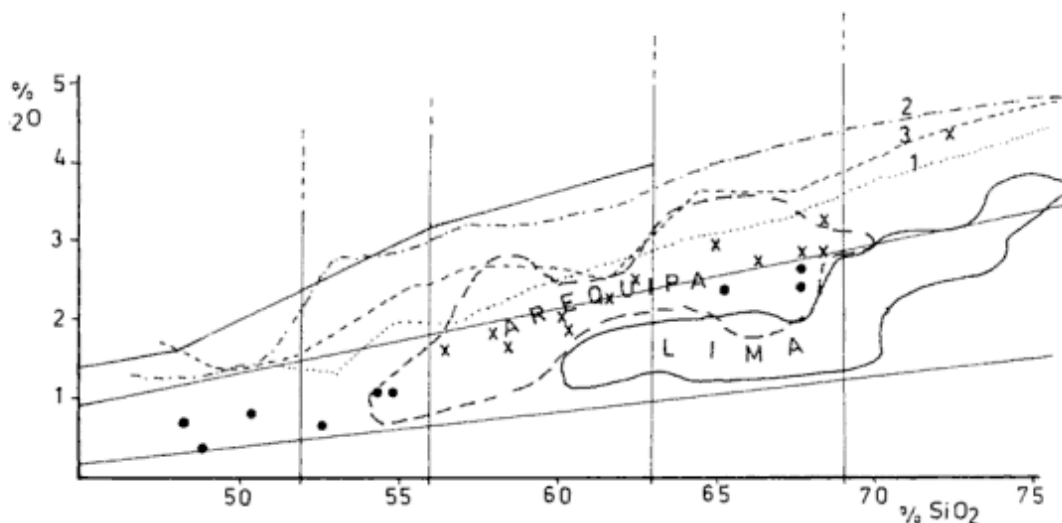


Figura 11: Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Círculos negros, plutones del Cerro Caquel y Arroyo El Rápido; cruces, Complejo Igneo de Tapera de Burgos. Las curvas 1, 2 y 3 corresponden respectivamente a las magmatitas del oeste (Andes) de Sudamérica, oeste de EEUU (zona este) y oeste de EEUU (zona oeste) según Ewart (1982). Distribución de las magmatitas Arequipa (trazo continuo) y Lima (trazo segmentado) de Moore y Agar (1985).

ígneas integradas en orden de emplazamiento por un dique semianular dacítico-riodacítico, el stock Tapera de Burgos cuyos términos petrográficos varían entre diorita cuarzosa, monzodiorita, tonalita y granodiorita y el sistema de diques radiales de composición dacítica-riodacítica. La edad del stock es oligocena (Spikermann 1978).

El plutón Cerro Caquel posee una composición petrográfica entre gabro y monzodiorita. El mineral félico característico es la hornblenda que posee relaciones Fe/Mg variable entre 0.2 y 0.6. El piroxeno es escaso y es diopsídico con una relación Fe/Mg del orden de 0.1. La edad radimétrica es cretácica superior (Spikermann 1978).

El Plutón de Arroyo El Rápido posee una composición que varía entre los términos tonalita y granodiorita. En base a consideraciones regionales se le asigna una edad cretácica superior. Esta quedaría avalada estratigráficamente al hallarse dentro del plutón xenolitos y xenocristales de origen probablemente gábricos.

Las rocas de estos tres plutones evolucionaron dentro de los campos de las series calcoalcalinas granodiorítica y tonalítica. Son no alcalinas en el sentido de Sorensen (1979, p.3), metaluminosas y débilmente peraluminosas, sobresaturadas a saturadas.

Se corresponden con los granitos de *tipo I*, siendo la fuente magmática de naturaleza básica y habiendo evolucionado desde la composición gábrica, pasando por los distintos términos intermedios, hasta las rocas de composición granodiorítica. Esta evolución que se observa en los plutones de la región es probablemente recurrente, fenómeno que será confirmado con un mejor conocimiento del conjunto de rocas volcánicas asociadas y que completan el cuadro regional.

#### Agradecimientos

Los autores quedan agradecidos a H. Corbella por la lectura crítica y sugerencias del escrito, a A. Maloberti del Laboratorio de Estudios Especiales de la CNEA, a la Agrimensora A. González por el dibujo de los mapas y gráficos y al evaluador del trabajo por su lectura crítica. Asimismo se hace extensivo nuestro reconocimiento al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO) y al Laboratorio de Estudios Especiales de la CNEA.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Benito, J. y Chemicoff, J., 1986. Geología del Cerro Caquel y alrededores. Departamento Futaleufú. Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 70-80.
- Bowden, P., Batchelor, R. A., Chappell, B. W., Didier, J. y Lamayre, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classifications of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35:1-11.
- Buddington, A. F., 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America*, 70, 6:671-747
- Collins, W., Beams, S. D., White, A. J. B., Chappell, B. W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80:189-200.
- Chappell, B. W., White, A. J. B., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173-174.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks; with special reference to the andesitic basaltic compositional range. En: Thorpe, R. S. (Ed.): *Andesites*. John Wiley and Sons, 724 p.
- Franchi, M. y Page, R., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 208-229.
- Franchi, M. y Page, R., 1990. El arco magmático Jurásico- Cretácico de la precordillera del Chubut en el curso superior del Arroyo Genoa. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 19-22.
- González, C. P., 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (2): 180-205.
- Haller, M. J., 1985. El magmatismo mesozoico en Trevelín, Cordillera Patagónica, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, 4: 215-234.
- Lameyre, J. y Bowden P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitic series by their modal composition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Linares, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. II) Años 1974-1976. Realizados por el INGEIS sin publicar; I) Años 1972-1974. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 4, 38 p.
- Moore, N. D. y Agar R. A., 1985. Variations along a batholith the Arequipa segment of the coastal Batholith of Perú. En: Pitcher W. S., Atherton M. P., Gobbing E. J. y Beckinsale R. D. *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Blackie Halsted Press, 328 p.
- Nullo, F., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 45 C, Pampa de Agnía, Provincia del Chubut. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 199: 1-94.
- Peccerillo, A. y Taylor S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 58:63-81.
- Poma, S., 1986. Petrología de los gabros de la Sierra de Tepuel. Departamento Languineo y Tehuelches, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires 256 p.(inédito).
- Raguin, E., 1946. *Geologie du granite*. Masson et Cie. Paris, 2da. Ed., 211 p.
- Rapela, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313-330.
- Rapela, C. W., Munizaga, F., Dalla Salda, L., Hervé, F., Parada, M. A. y Cingolani, C., 1987. Nuevas edades K/Ar de los granitoides del sector Nororiental de los Andes Patagónicos. 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán, 4: 18-20.
- Shand, S. J., 1943. *The eruptive rocks*. Wiley, New York, 2da. Ed. 448 p.
- Sorensen, H., 1979. *The alkaline rocks*. Wiley and Sons, 622 p. New York.
- Spikermann, J. P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (1): 17-35.
- Spikermann, J. P., Strelin, J. A., Marshall, P., Carrillo, R., Montenegro, T., Lago, M., Villalba, E. y Pérez, A., 1988. Geología del área del Batolito Aleusco, Departamento Languineo, Chubut. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista*, 19 (1/4): 39-48.
- Spikermann, J. P., Strelin, J. A., Marshall, P., Carrillo, R., Montenegro, T., Lago, M., Villalba, E. y Pérez, A., 1989. Caracterización geológica y petrológica del Batolito Aleusco, Departamento Languineo, Chubut. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista*, 20 (1/4): 33-42.
- Streckeisen, A. L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8 (1): 37-53.
- Teruggi, M., 1980. Clasificación de las rocas ígneas. Según la Subcomisión de Sistemática de la IUGS. Colección Ciencias de la Tierra. Estudio N° 1, Ediciones Científicas Argentinas, LIBRART (ECAL), Buenos Aires.
- Tröger, W., 1959. Optical determination of rock forming minerals. Part I. Determinative tables. E. Scheizer batshe Verlagsbuchhandlung, 147 p. Stuttgart.
- Tuner, J. C., 1982. Descripción de la Hoja 44c, Tecka Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional. Boletín* 180: 1-92.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, 466 p.

Recibido: 4 de julio, 1990.

Aceptado: 25 de junio, 1992.

## Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina

Ricardo A. ASTINI y Eduardo L. PIOVANO

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sársfield 299, C. C. 395, 5000 Córdoba, Argentina.

**ABSTRACT.**- *Terrigenous platform facies from the Silurian of San Juan Precordillera.*- The method of facies analysis was used to study the depositional environments of the Silurian siliciclastic Tucunuco Group cropping out in the Los Blanquitos range in the Precordillera of San Juan. Five facies were identified in La Chilca Formation, corresponding to inner shelf and shoreface to off shore-transition associations. In Los Espejos Formation five facies occur in three associations which characterize the following environments: muddy shelf with no influence of wave action, inner shelf subject to storm activity, and storm-dominated shoreface to off shore-transition. La Chilca Formation is sand dominated, whereas Los Espejos Formation is mud dominated with mixed sand and mud towards the top. Periods of high energy, which developed storm layers, occurred periodically, whereas during fair weather, conditions were favourable for benthic organisms to rework the substrate. Proximality trends show decreasing depths towards the top of both formations.

### Introducción

En esta contribución se da a conocer el estudio llevado a cabo en las formaciones La Chilca y Los Espejos comprendidas en el Grupo Tucunuco, en la sección de la Quebrada de las Aguaditas y adyacencias con el objeto de establecer su ambiente depositacional. El área se halla situada sobre el Flanco Occidental del cordón de Los Blanquitos, a 12 km al sudoeste de la ciudad de San José de Jáchal, provincia de San Juan (Fig. 1).

Son numerosos los trabajos que tratan la secuencia silúrica precordillerana. Entre las contribuciones más importantes figuran las de Cuerda (1966 y 1969), Espisúa (1968), Cuerda y Baldis (1971), Baldis *et al.* (1982), Benedetto *et al.* (1985) y la reciente síntesis de Peralta (1990). En particular, para el área de estudio se mencionan los aportes de De Ormaechea (1971) y Piovano (1988). En su mayoría, sin embargo, son de carácter estratigráfico, biostratigráfico y paleogeográfico, no habiéndose realizado, salvo Peralta y Carter (1990), análisis de facies que puedan dilucidar el paleoambiente de sedimentación del Grupo Tucunuco.

El Grupo Tucunuco (Cuerda 1969) comprende el Sistema Silúrico aflorante en el centro-norte de San Juan, aproximadamente entre la Quebrada de Talacasto al Sur y el Río Jáchal por el Norte. Su límite inferior está dado por una discontinuidad de carácter regional (Cuerda y Baldis 1971, Peralta 1990), mientras

que el superior constituye una paraconcordancia que los separa del Grupo Gualilán (Baldis 1975). Su edad se refiere tradicionalmente al lapso Llandoveryano basal-Ludloviano alto (Cuerda 1969, Cuerda *et al.* 1982, Peralta 1990), aunque recientes hallazgos amplían su registro. Localmente, Cuerda *et al.* (1988a y 1988b) asignan el límite inferior de la Formación La Chilca al Ashgilliano tardío (Ordovícico superior), mientras que Benedetto *et al.* (1992), asignan al tope de la Formación Los Espejos una edad pridoliana (Silúrico tardío)-lockoviana (Devónico basal). El límite entre las formaciones La Chilca y Los Espejos es neto y según Pöthe de Baldis (1987) sería Llandoveryano superior-Wenlockiano. El Grupo Tucunuco ha sido interpretado como facies de turbiditas (Furque y Cuerda 1979) desarrolladas según un ciclo transgresivo-regresivo (Aceñolaza y Peralta 1986).

En la sección aflorante en la Quebrada de las Aguaditas (Fig. 2), la secuencia silúrica está bien delimitada, tanto por la base como por el techo. El contacto con el Ordovícico infrayacente (Formación las Aguaditas), es por medio de una discordancia levemente angular (entre 3° y 5°) a nivel del afloramiento, mientras que el contacto cuspidal, está dado por una paraconcordancia que separa las fangolitas de la Formación Talacasto (Devónico), de las areniscas silúricas. La transición entre la Formación La Chilca y la Formación Los Espejos es abrupta.

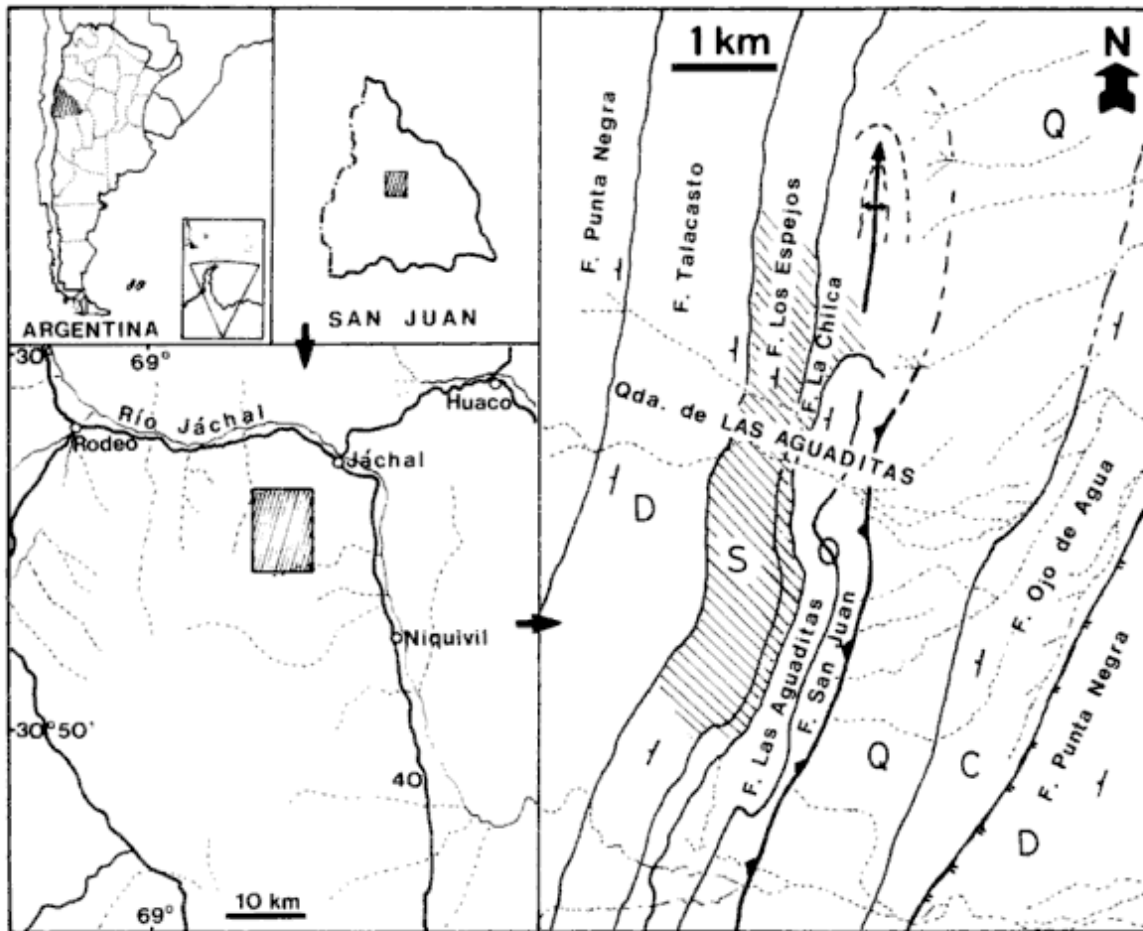


Figura 1. Mapa de ubicación y bosquejo geológico de la región de estudio. El sector rayado corresponde específicamente al área cubierta en este estudio. O: Ordovícico, S: Silúrico, D: Devónico, C: Carbonífero, Q: Cuaternario.

### Metodología de trabajo

Se realizó un perfil estratigráfico de detalle con controles laterales. Siguiendo a Gulisano y Hinterwimmer (1986) se reconocieron facies y secuencias de facies resultantes del agrupamiento natural entre las distintas litofacies. Estas últimas permitieron realizar el análisis paleoambiental.

Para espesores se utilizó la clasificación de Ingram (1954), para granulometría las clases propuestas por Wentworth (1922) y para redondez la de Powers (1982). Los nombres de areniscas provienen de Pettijohn *et al.* (1987). La clasificación de paltaformas empleada es la de Reineck y Singh (1980), modificada por Elliot (1986) y Johnson y Baldwin (1986).

### Formación La Chilca (Cuerda 1969) (85m de espesor)

#### 1- Facies de Ortoconglomerados

Se trata de un conglomerado macizo castaño oliva que forma un banco continuo de 20 a 50 cm de espesor en la base de la formación. Presenta una moderada selección con tamaño

promedio de clastos de 3 cm (guijas y guijarros) y un buen empaquetamiento. Los clastos son principalmente de chert (más de 98 %), bien redondeados (0,85), de formas ecuanes, elongadas y aplanadas. La matriz es una arenisca, con cemento calcáreo y constituye aproximadamente un 20 % de la roca.

La madurez textural, el marcado empaquetamiento y la naturaleza arenosa de la matriz, indican depósitos de alta energía. Roller (1974), Cuerda (1966) y Marchese (1972) describen dicho conglomerado dispuesto en la base de la Formación La Chilca en secciones ubicadas más al sur. Por su geometría mantiforme Marchese (*op. cit.*) lo interpretó como conglomerado de playa. Su composición monomítica indica la erosión «*in situ*» de las formaciones carbonáticas eorodovícicas de las cuales provendría el chert.

#### 2- Facies de fangolitas limo-arenosas

Son fangolitas macizas y moteadas de colores castaños verdosos, dispuestas en bancos delgados y medianos difusos, en los que raramente (menos del 5%) se reconoce laminación paralela. Dentro de esta facies se intercalan algunas capas muy



delgadas de areniscas finas laminadas, onduladas y lenticulares, de 1.2 cm de espesor promedio. Cerca de la base de la unidad se reconocieron dentro de esta facies oolitas ferruginosas (de hasta 1.5 mm de diámetro) dispersas.

Estos depósitos corresponderían a carga en suspensión depositada por decantación, combinada con cortos períodos de tracción en el bajo régimen de flujo, capaces de generar las

intercalaciones arenosas. La intensa bioturbación es responsable del aspecto macizo, del moteado y de desdibujar los contactos entre capas. La velocidad de bioturbación producida por los organismos del fondo se habría mantenido en equilibrio con la tasa de sedimentación. Estas condiciones equivalen a las de sedimentación lenta e ininterrumpida que, según Ekdale *et al.* (1984: 90) caracterizan a fondos tranquilos, por

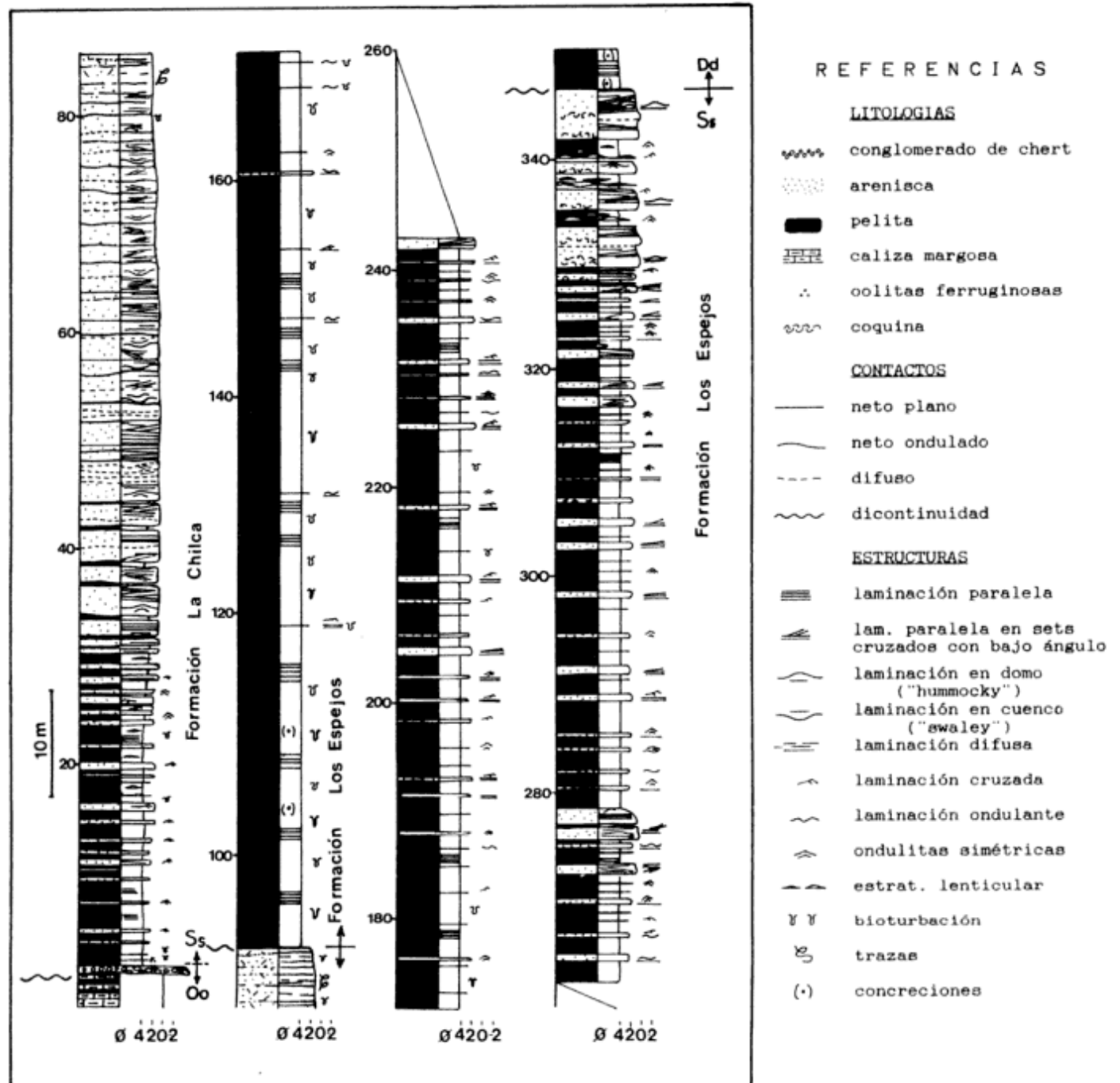


Figura 2. Perfil estratigráfico del Silúrico (Grupo Tucunuco) en la Quebrada de Las Aguaditas, Cordón de Los Blanquitos, SO de Jáchal. Base discordante con Formación Las Aguaditas (Ordovico), techo paraconcordante con Formación Talacasto (Devónico).

debajo del nivel de acción normal del oleaje. La presencia de oolitas dispersas es producto de la bioturbación de horizontes muy delgados de oolitas ferruginosas que pueden correlacionarse con niveles ferruginosos citados por Baldis *et al.* (1982) y Peralta *et al.* (1985) localizados en sectores más al sur de la cuenca.

### 3- Facies de areniscas finas laminadas

Son arenitas cuarzosas a subfeldespáticas amarillentas, finas y muy finas, bien seleccionadas y dispuestas en estratos delgados, muy delgados y raramente medianos. Internamente predomina la laminación ondulada y cruzada asimétrica en «sets» de 3 cm de espesor promedio. El desarrollo de superficies erosivas cóncavas de pequeño radio de curvatura (5 a 10 cm) cubiertas por láminas pelíticas, no siempre bien preservadas, es frecuente entre los «sets» de laminación cruzada. Subordinadamente presentan laminación paralela con desarrollo de superficies planas que truncan al conjunto con muy bajo ángulo. Ocasionalmente las capas presentan bioturbaciones aisladas.

La granulometría y las estructuras indican, en general, su depositación por tracción en condiciones de bajo régimen de flujo. No obstante, la energía en el fondo habría fluctuado entre condiciones de alto régimen de flujo, capaces de generar laminación paralela y truncamientos erosivos planares con bajo ángulo respecto a la estratificación, y condiciones de muy baja energía durante las cuales decantaron los recubrimientos pelíticos. La periódica influencia de oleaje queda señalada por las superficies erosivas cóncavas que indican la acción de flujos oscilatorios con pequeño tamaño orbital y baja velocidad de órbita (*cf.* Harms *et al.* 1982). Estructuras de flujos combinados análogas a las descritas en esta facies son analizadas por de Raaf *et al.* (1977) y Allen (1981a), entre otros.

### 4- Facies de areniscas cuarzosas amalgamadas

Se trata de arenitas cuarzosas, maduras, de granulometría fina y colores pardos amarillentos, dispuestas en capas medianas que se amalgaman conformando bancos gruesos. Son frecuentes los bandeados diagenéticos que enmascaran las estructuras internas. Entre ellas, se destacan la laminación paralela dipuesta en sets delgados con truncamientos de bajo ángulo (entre 5° y 10°) y laminación en domo («hummocky») y cuenco («swaley»). Estas dos últimas presentan formas convexas y cóncavas hacia arriba respectivamente, con terminaciones asintóticas hacia los bordes y orientaciones aleatorias. Su longitud de onda varía entre 50 cm y 110 cm. Las estructuras en cuenco son más frecuentes que las en domo. Los contactos entre bancos son netos, ondulados y planos y ocasionalmente se preservan restos de cubiertas pelíticas entre ellos.

Se interpretan como depósitos de tracción-suspensión

generados por la combinación de flujos costeros unidireccionales afectados por flujos oscilatorios con alta velocidad orbital y tamaños de órbita grandes (*cf.* Harms *et al.* 1982, Swift *et al.* 1983, Allen 1985, Brenchley 1985, Greenwood y Sherman 1986), que generan gamas de estructuras de alto régimen de flujo, ubicadas entre los estadios de onda fija y los de lámina paralela. Las estructuras en domo y cuenco se caracterizan por restringida capacidad de migración lateral y a ello se debe la falta de estratificación cruzada normal y las abundantes superficies erosivas producto de erosión local y resuspensión. Este régimen hidráulico alto se atribuye a la acción directa de olas de tormenta (*cf.* Leckie y Walker 1982, Rosenthal y Walker 1987, Brenchley 1989). Esta facies es análoga al tipo HF de Dott y Bourgeois (1982). Según dichos autores, eventos sucesivos de tormentas en situaciones proximales, afectan el fondo periódicamente produciendo amalgamación de capas.

Normalmente, reciben el nombre de facies HCS o SCS cuando predomina la estructura en domo o en cuenco, respectivamente.

### 5. Facies de areniscas fangosas bioturbadas.

Son vaques de grano medio a fino muy bioturbados y de color castaño verdoso. Se reconocieron los icnogéneros *Zoophycus* (muy abundantes) y *Phycosiphon* y *Chondrites* subordinados. Se disponen en estratos delgados a medianos, pero los límites entre capas, al igual que las estructuras internas, se hallan muy perturbados por bioturbación. La matriz está concentrada en canalículos desordenados desarrollando un moteado característico.

En esta facies la profusa bioturbación condujo a la destrucción de las estructuras primarias mecánicas, sin las cuales es imposible conocer los mecanismos hidrodinámicos que afectaron al sustrato durante su depositación. La matriz es en gran parte introducida por actividad de organismos, proviniendo desde niveles pelíticos originalmente interestratificados. Los icnogéneros reconocidos pertenecen a la Icnofacies de *Zoophycus* (*cf.* Frey y Seilacher 1980) y son característicos de ambiente sublitoral.

### Secuencias de facies

En la formación La Chilca se diferencian dos secuencias de facies (Fig. 3), que de abajo hacia arriba son: A) de plataforma interna a infralitoral y B) de plataforma infralitoral en transición a cara de playa.

A) Secuencia de facies de plataforma interna a infralitoral: Comprende las facies 2 y 3, existiendo un predominio de 2 en la base, que gradualmente es reemplazada por 3 hacia arriba. Secuencias similares son frecuentemente atribuidas a ambientes de plataforma interna a infralitoral (*cf.* Figueiredo *et al.* 1982, de Raaf *et al.* 1977, Aigner 1985, Clifton, 1988), donde pre-

domina la decantación de materiales finos re trabajados por bioturbación, con intercalaciones de areniscas delgadas con retrabajos producto de flujos oscilatorios generados durante episodios de mayor energía. La relación arenisca:pelita es inferior a 1:5.

Esta secuencia de facies descansa sobre el conglomerado basal mantiforme de la facies 1, mediante un contacto neto. Este último constituiría un conglomerado residual («lag deposit») producto de un período inicial transgresivo. Su geometría tabular, los contactos netos, el reducido espesor y su composición monomítica son indicadores de una inundación rápida de los depósitos carbonáticos infrayacentes, que aseguró su amplia distribución espacial. Depósitos similares (véase Bergman y Walker 1987, Walker 1988, Van Wagoner *et al.* 1990) son considerados como característicos de fases transgresivas.

B) Secuencia de facies de plataforma infralitoral en transición a cara de playa: Está constituida por las facies 3, 4 y 5, que predominan en ese orden de abajo hacia arriba. La facies 4 es la mejor desarrollada constituyendo el 65 % de la secuencia. Los contactos entre ellas son graduales. La relación arenisca: pelita es superior a 5:1. Secuencias de este tipo suelen depositarse en cortos períodos de tiempo en ambientes litorales (*cf.* Bourgeois 1980, Dott y Bourgeois 1982, Dott 1983 y 1988). Las escasas participaciones pelíticas (capas amalgamadas) indican un ambiente de sedimentación proximal o poco profundo, de plataforma interna transicional a cara de playa («shoreface to offshore-transition», de Elliott 1986: 157), que se extiende entre la base de oleaje de tormentas y aquella de tiempo normal. Esto permite un retrabajo permanente del material arenoso y una marcada escasez de pelitas. La abundante amalgamación de capas y la presencia de estratificación en domo y cuenco, con el predominio particular de esta última en las facies 4, indica la máxima somerización de la secuencia,

pudiendo interpretarse como típica cara de playa (*cf.* Bourgeois 1980, Brenchley *et al.* 1986, Plint y Walker 1987, Rosenthal y Walker 1987). Según Leckie y Walker (1982), Bourgeois y Smith (1984) y Brenchley (1985), la presencia de la estructura en cuenco (SCS) permite asignarla a una secuencia de playa afectada por eventos de tormenta. La inestabilidad del sustrato no habría permitido, salvo en el tope de la secuencia (facies 5), el desarrollo de una fauna de fondo capaz de producir el retrabajo de los depósitos. Esto último es común en facies sublitorales desarrolladas durante momentos de buen tiempo.

**Formación Los Espejos** (Cuerda 1969) (264 m de espesor).

#### 6- Facies de pelitas laminadas

Son pelitas con laminación fina y muy fina de color verde grisáceo, dispuestas en capas delgadas y muy delgadas. Presentan bioturbaciones aisladas y planos de reactivación subhorizontales que truncan las láminas con muy bajo ángulo (menor a 1°). Dentro de esta facies se hallaron restos de graptolitos y son comunes las concreciones ferruginosas.

Se interpreta como depósitos de decantación. Las pequeñas superficies de reactivación pueden deberse a intervalos cortos de erosión y resuspensión de las arcillas del fondo. El bajo grado de bioturbación indicaría una tasa de sedimentación elevada (*cf.* Howard 1978) o, alternativamente, condiciones de fondo muy restringidas.

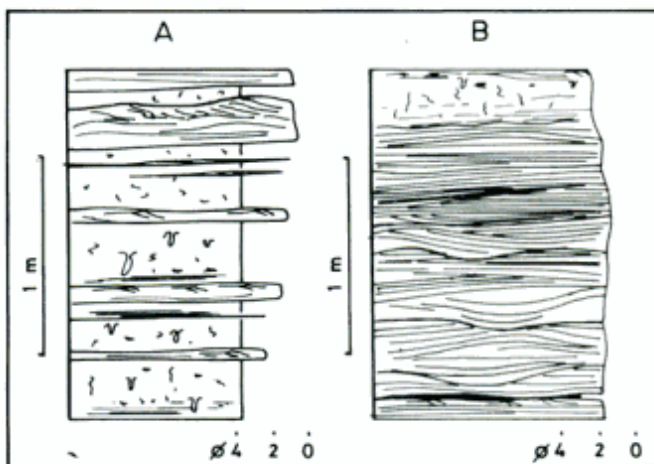
#### 7- Facies de pelitas bioturbadas

Son pelitas homogéneas de color verde amarillento y ocasionalmente moradas, dispuestas en capas delgadas y muy delgadas, con alto grado de bioturbación. En algunos es posible observar que la estructura primaria (laminación muy fina) de la roca es desdibujada gradualmente, pasando a una estructura moteada y finalmente homogénea. En general, las paredes de tubos y madrigueras no se preservan nítidamente. Al microscopio se observa un desorden de las láminas de los filosilicatos que pierden su disposición paralela y se agrupan concéntricamente.

Se interpretan como depósitos de decantación ricos en nutrientes y sujetos a condiciones de oxigenación interporal que favorecieron su intensa bioturbación. Su naturaleza fangosa e inconsolidada permite explicar las variaciones en la acción perturbadora de organismos detritívoros (Moore y Scrutton 1957). Indican condiciones de sedimentación tranquila donde el grado de bioturbación habría superado a la tasa de sedimentación (véase Howard 1978).

#### 8- Facies de areniscas delgadas laminadas

Se trata de areniscas muy finas, de color verde amarillento, dispuestas en capas delgadas y muy delgadas, a veces acuñadas lateralmente, y distribuidas de manera aislada dentro del



**Figura 3.** Secuencias de facies de la Formación La Chilca. A: secuencia de plataforma interna y B: secuencia de plataforma infralitoral en transición a cara de playa. Ver explicación en el texto.



contexto pelítico. Las estructuras internas más frecuentes son laminación paralela, ondulada y laminación cruzada de pequeña escala en «sets» que varían entre 0,5 y 5 cm de espesor. Entre estas últimas se destacan variedades simétricas con translación y asimétricas con depositación parcial en la cara de transporte (ondulitas fuera de fase). Algunas capas presentan numerosas superficies de truncamiento interno con bajo ángulo y superficies cóncavas de pequeño radio de curvatura (véase Campbell 1966, Allen 1981a). En muchos casos éstas cortan «sets» laminados y en otros se transforman lateralmente en concordantes con ellos. Las capas poseen base y techo netos. La variación lateral de las estructuras produce cambios pronunciados de espesor y acúñamiento de las capas en el orden de los 5 a 10 m. Las bases son planas, siendo muy frecuentes las trazas fósiles y escasos los calcos de flujo. Entre las primeras dominan las trazas complejas de la Icnofacies de Nereites (cf. Seilacher 1967). Entre ellas se distinguen: *Torrowangea*, *Paleodictyon*, *Lophoctenium*, *Neonereites*, *Cosmorhapha*, *Planolites-Paleophycus*, *Chondrites*, *Monocraterion*. En el techo de las capas se conservan bien desarrollados trenes de ondulitas con perfil simétrico y levemente asimétrico, con crestas puntiagudas, rectas y sinuosas, continuas y bifurcadas. Las crestas discontinuas de tipo linguoide son muy escasas. Un tipo especial de ondulitas discontinuas es de geometría piramidal con tres caras cóncavas convergentes, con pequeña amplitud (1-2 cm) y longitud de onda promedio de 20 cm. Estas desarrollan crestas puntiagudas con perfiles simétricos y gran número de superficies de reactivación o truncamiento internos, vistas en perfil. Algunas superficies ondulíticas se hallan perturbadas por bioturbación (epirelieves). A su vez, en el interior de las capas se visualizan tubos verticales y subverticales (endicnias) que frecuentemente producen distorsión de los contactos y estructuras sedimentarias.

Los cálculos del índice de óndula (Tanner 1967 y Allen 1981b), a partir de mediciones realizadas en 33 superficies con ondulitas simétricas (de crestas continuas, rectas, paralelas y sinuosas) arrojaron un valor promedio de 14,14. La longitud de onda promedio ( $\lambda$ ) es de 7,6 cm variando entre 5 y 13 cm, mientras que la amplitud promedio es de 0,58 cm variando entre 0,3 y 1 cm.

Se interpretan como depósitos de carga combinada de tracción-suspensión en flujos oscilatorios y combinados (oscilatorios con translación neta cf. Harms *et al.* 1982), en condiciones de régimen de flujo variable. La estratofábrica lenticular junto al perfil simétrico de las óndulas confirman su origen a partir de flujos oscilatorios. Los truncamientos se interpretan como superficies erosivas (de reactivación) producidas por migración de formas de lecho y por fluctuaciones en el régimen de flujo de las corrientes actuantes. La variación lateral de estructura sedimentarias se relaciona con el crecimiento lateral restringido de trenes de óndulas (cf. Tyler y Woodcock 1987) y formas de lecho con alta tasa de agradación vertical. En períodos de muy baja energía hidrodinámica,

organismos bentónicos colonizaron parcialmente el sustrato.

Esta facies puede interpretarse como depósitos distales de tormenta (cf. Dott y Bourgeois 1982, Aigner y Reineck 1982, Brenchley 1985, Brenchley *et al.* 1986), sustentando dicha interpretación en el contacto neto de las capas, los truncamientos internos de bajo ángulo entre sets con laminación paralela u ondulante y su terminación cuspidal con ondulitas simétricas y «micro-hummocks» (cf. Dott y Bourgeois 1982).

La presencia de trazas de escape («fugichnia») indica la sedimentación rápida de las areniscas, obligando a los organismos a recuperar la superficie cuando son aislados repentinamente del medio oxigenado por una cubierta de sedimentos (véase Ekdale *et al.* 1984). Los hipo y epirelieves, asociadas a la interfase pelita-arenisca, corresponden a alimentación y locomoción (cf. Ekdale 1985) y son de carácter predeposicionales.

Los valores de profundidad de generación de las ondulitas obtenidos a partir del empleo de fórmulas y gráficas que contemplan granulometría promedio y longitud de onda (Komar 1974 y 1976, Miller y Komar 1980a y b y González Bonorino 1986), oscilan entre 15 y 23 m para condiciones climáticas habituales (aguas calmas), y alrededor de 30 m para condiciones climáticas extraordinarias (aguas encrespadas).

#### 9- Facies de tempestitas

Son areniscas, de grano fino, bien seleccionadas, dispuestas en bancos tabulares con espesores variables entre 10 y 370 cm y estratificación interna mediana a gruesa. Poseen color caastño oscuro en afloramiento y gris verdoso en superficie fresca. Presentan base y techo netos y, en numerosos casos, poseen una capa basal de coquinas. Dentro de los bancos de mayor espesor (> 50 cm) se reconocen capas amalgamadas. Lateralmente, los distintos cuerpos de arena varían su espesor y se acúñan y reemplazan por otros, de manera que en el afloramiento parecen bancos continuos pero genéticamente representan cuerpos compuestos. Su base es plana a ondulada (longitudes de onda del orden del metro), comúnmente trunca capas subyacentes y presenta escasas marcas subestratales, particularmente de punzamiento y roce.

Las estructuras internas son laminación paralela, en partes difusa, frecuentemente dispuesta en conjuntos delgados truncados entre sí con bajo ángulo (5° promedio) y laminación en domo (HCS). Hacia el techo es frecuente el paso a laminación cruzada de pequeña escala coronada por trenes de ondulitas simétricas fuera de fase y en fase, o bien, el desarrollo de una superficie erosiva tapizada con pelitas. El espesor del término ondulítico en el tope de las capas tiene 1 a 5 cm. Cuando existe amalgamación de capas sólo se preservan los términos basales con laminación paralela y truncamientos internos y ocasionalmente con coquinas.

Las coquinas poseen un espesor variable entre 2 y 35 cm y son tanto macizas como groseramente laminadas. En general, presentan buena selección de tamaños y son portadoras de



faunas monoespecíficas, a diferencia de otras ubicadas en esta formación en otros sectores de la cuenca (Benedetto com. verb.). La fábrica es generalmente desordenada y granosoportada por fósiles enteros (braquiópodos en gran número con sus valvas articuladas) de 1 cm de tamaño promedio. La matriz intersticial es de arenisca muy fina cementada por carbonatos. Dentro de la fracción gruesa se incluyen abundantes intraclastos pelíticos. En el interior de los fósiles se hallaron estructuras estromatíticas y geopetales. Las coquinas de espesor mayor a 5 cm contienen una parte basal maciza y una parte cuspidal, de espesor reducido, con laminación difusa y granodecreciente.

En la Fig. 4 se sintetiza a partir de la secuencia natural ofrecida por estas capas, un ciclo que aparece con frecuencia, aunque presenta cierta variabilidad estructural en su desarrollo. De abajo hacia arriba está constituido por: a) base neta plana u ondulada, b) coquinas (puede faltar), c) areniscas finas con laminación paralela y truncamientos de bajo ángulo (menor a 8°), a veces laminación en domo y raramente maciza, d) areniscas finas con laminación paralela, e) areniscas muy finas con laminación cruzada de pequeña escala simétrica con translación o asimétrica (puede faltar), f) contacto neto, g) tapiz pelítico. El espesor promedio de los ciclos completos varía entre 20 y 30 cm.

La presencia de ciclos unieventuales, similares al aquí descrito, son propuestos por Kreisa (1981), Dott y Bourgeois (1982), Brechley y Newall (1982), Aigner (1985) y Cudzil y Driese (1987), entre otros, y son atribuidos a típicos depósitos relacionados con la acción de tormentas, denominados tempestitas por Ager (1974).

Constituyen capas depositadas rápidamente a partir de eventos con abundante carga en suspensión y tracción en condiciones de régimen de flujo menguante. Su deposición comienza repentinamente durante una fase inicial de alto régimen de flujo (laminación en domo y paralela), que paulatinamente pasa al bajo régimen (ondulitas). Las corrientes traccionales son según Morton (1988) combinadas unidireccionales y oscilatorias. Estas condiciones hidrodinámicas no son comunes en los ambientes sedimentarios, salvo en sustratos de plataforma (o lagos) sujetos a efectos de tormenta (Kreisa 1981, Kreisa y Bambach 1982, Einsele y Seilacher 1982, Aigner 1985, Brechley 1985 y 1989). Estas capas unieventuales (cf. Seilacher 1982, Niedoroda *et al.* 1989) se generan por la acción combinada de corrientes de fondo en las que un movimiento oscilatorio de alta frecuencia (6-12 seg.) se superpone a una componente unidireccional dada por la fuerza que ejerce el viento sobre la masa de agua (cf. Swift *et al.* 1986). En sectores proximales es frecuente que las tempestitas se amalgamen (véase Aigner y Reineck 1982, Dott y Bourgeois 1982, Brechley *et al.* 1986).

La presencia de coquinas monoespecíficas puede explicarse por una cercanía del área que constituyó su habitat natural, (cf. Aigner y Reineck 1982), o por transporte selectivo (cf. Kidwell *et al.* 1986). La presencia de intraclastos pelíticos

dentro de la coquina indica el carácter al menos localmente erosivo de estos flujos.

#### 10- Facies con estratificación lenticular y ondulada

Se trata de paquetes con estratificación heterolítica, es decir, con alternancia de capas de areniscas finas y pelitas. Las areniscas forman lentes de base y techo netos y ondulados o con base plana neta y techo ondulado. Sus espesores individuales oscilan entre 2, 5 y 5 cm, intercalándose con espesores proporcionales de pelitas. Excepcionalmente se disponen lentes de mayor tamaño que llegan a tener hasta 50 cm de espesor. La extensión lateral de los lentes varía entre la decena de centímetros y el metro. Internamente, presentan un único set de láminas cruzadas en el caso de los de menor tamaño, o bien más de uno, con algunos trucamientos de bajo ángulo y laminación paralela y ondulada (cf. Allen 1981a) subordinada.

En ocasiones la bioturbación afecta no sólo a las pelitas intersticiales, sino también a las capas arenosas borrando su estructura interna. Las trazas más comunes son: *Chondrites*, *Planolites*, *Monocraterion* y *Skolitus*.

Constituyen depósitos alternantes de tracción y suspensión. Estos podrían generarse por retrabajo intermitente de un sustrato de materiales finos que periódicamente es afectado por flujos oscilatorios (oleaje). Las arenas se acumulan durante los momentos de mayor energía, mientras que los limos y arcillas permanecen en suspensión para decantar luego durante momentos de tranquilidad ambiental. Esta alternancia de condiciones de mayor y menor energía permitió una colonización interrumpida del sustrato por organismos detritívoros.

Cudzil y Driese (1987) y Dott y Bourgeois (1982) incluyen una unidad análoga asociada a las facies tempestíticas característica de los momentos en que una tormenta amaina.

#### Asociaciones de facies

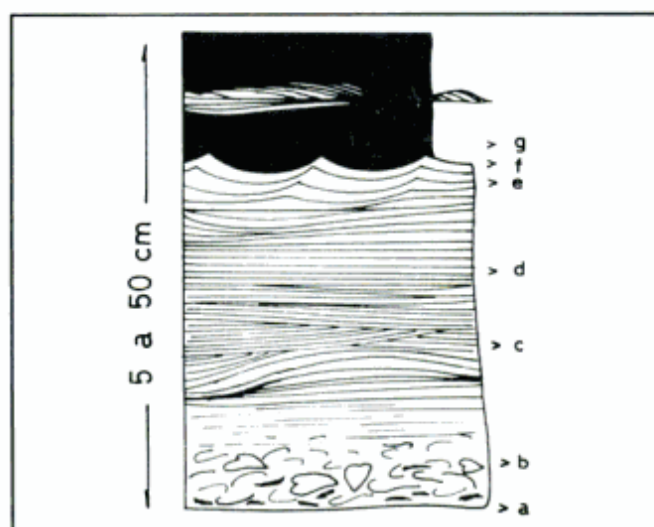


Figura 4. Ciclo idealizado de capas de tormenta (facies de tempestitas) presentes en la Formación Los Espejos. Ver explicación en el texto.

En la formación Los Espejos se reconocen tres secuencias de facies (Fig. 5), c) de plataforma fangosa sin influencia de oleaje, d) de plataforma interna con influencia de tormentas y e) de plataforma transicional dominada por tormentas.

C) Secuencia de facies de plataforma fangosa sin influencia de oleaje: Aflora en la base de la formación y está constituida por una alternancia de las facies de pelitas laminadas y pelitas bioturbadas. A escala del afloramiento constituye una secuencia pelítica homogénea y monótona. El ordenamiento interno que existe entre las facies constituyentes y las superficies netas o transiciones que las separan es producto de las relaciones entre la tasa de sedimentación, la velocidad de bioturbación y la erosión que interactúan en el ambiente. La sedimentación de materiales pelíticos y la profusa bioturbación que permite las estructuras de decantación son, según Ekdale *et al.* (1984) características de ambientes de plataforma interna por debajo del tren de oleaje normal. Las condiciones energéticas fluctuantes características del ambiente de plataforma habrían quedado registradas como cambios graduales o netos del grado de bioturbación o por pequeños episodios erosivos. Según Mc Cave (1985), las secuencias fangosas son típicas de la parte interior de la plataforma externa. Walker (1984), Johnson y Baldwin (1986) y Clifton (1988) ubican a las secuencias fangosas en la plataforma media, por debajo de la base de acción del oleaje de tormenta.

D) Secuencia de facies de plataforma interna con influencia de tormentas: Está constituida por la asociación de facies fangosas

(6 y 7) y de areniscas delgadas y laminadas (8) que comienzan a intercalarse gradualmente (dentro del contexto fangoso). La relación arenisca: pelita varía entre 1:10 y 1:3. Esto indica una mayor influencia de eventos de mayor energía capaces de transportar arenas y retrabajarlas parcialmente *«in situ»*, atribuidos a depósitos de tormenta o tempestitas distales.

Esta secuencia caracteriza a la plataforma interna (*cf.* Aigner y Reineck 1982, Aigner 1985, Easthouse y Driese 1988), incluyendo depósitos de tiempo normal, en donde el sustrato es fangoso, y depósitos distales de tormenta representados por las intercalaciones de areniscas delgadas y laminadas. Estas últimas, indican que el sustrato estaba sujeto a la periódica influencia de tormentas, hecho característico del sector ubicado por debajo de la base del oleaje normal y por arriba del de tormentas.

E) Secuencia de facies de plataforma interna en transición a la cara de playa dominada por tormentas: Vincula facies de tempestitas (9) con estratificación heterolítica (10). La relación arena: pelita oscila entre 1:2 y 5:1. La presencia de capas de tormenta completas es característica de la plataforma interna transicional a la cara de playa, mientras que la amalgamación de dichos eventos (tempestitas incompletas) es muy común en la cara de playa («shoreface»). Esta secuencia es característica de ambientes de plataforma proximal (*cf.* Aigner y Reineck, 1982, Einsele y Seilacher 1982, Aigner 1985 y Brenchley 1985).

#### Modelo sedimentario y análisis de la secuencia silúrica

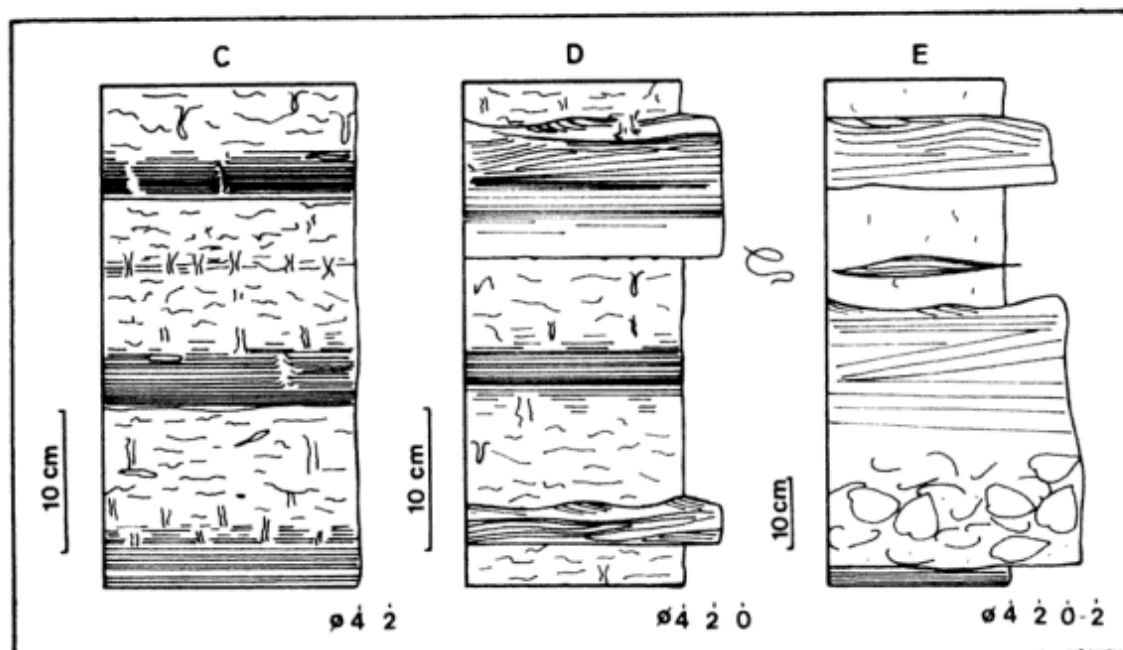


Figura 5. Secuencias de facies de la Formación Los Espejos. C: secuencia de plataforma fangosa sin influencia de oleaje, D: secuencia de plataforma interna con influencia de tormentas y E: secuencia de plataforma interna en transición a cara de playa dominada por tormentas. Ver explicación en el texto.

De acuerdo a la clasificación de ambientes de plataforma propuesta por Johnson y Baldwin (1986) los depósitos de la Formación La Chilca representan una plataforma areno-dominada e influenciada por oleaje y tormentas, mientras que los de la Formación Los Espejos representan una plataforma fangodominada que evolucionó hacia mixta (areno-fangosa) en el tope. Esta última estuvo dominada inicialmente por procesos de decantación por debajo del nivel de influencia del oleaje y, paulatinamente, fue influenciada por episodios de tormentas acentuados hacia el techo.

La secuencia silúrica ha sido interpretada en trabajos anteriores (ver Introducción) como un ciclo «transgresivo-regresivo» en sentido clásico. Sin embargo, dicha interpretación es demasiado simple, ya que no se trata de una cuña simétrica, sino de ciclos asimétricos (cf. May *et al.* 1984).

En la Fig. 6 puede observarse el perfil simplificado de la secuencia analizada. La Formación La Chilca comienza con un conglomerado basal que estaría indicando un período inicial transgresivo. Sobre la superficie de inundación, se asentaron en forma neta y concordante depósitos fangosos y heterolíticos de plataforma interna (secuencia A). A continuación, la secuencia de facies A es paulatinamente reemplazada por la secuencia B. Esto indica una progresiva somerización y progradación de la línea de costa evidenciadas, respectivamente, por facies de energía creciente e incremento en la relación arena:pelita hacia el tope. En la Formación Los Espejos, existe una clara evolución vertical desde secuencias fangosas de plataforma media (C), en la base, hasta secuencias de plataforma transicional a cara de playa en el tope (E). Al igual que en la Formación La Chilca, no existe recurrencia de las asociaciones de facies, excepto en el tramo medio superior (metro 282, Fig. 2) donde existe una amalgamación de capas gruesas indicadoras de un importante aumento de energía. A pesar de la ritmicidad aparente que presenta la Formación Los Espejos, las facies constituyentes van cambiando progresivamente en sentido vertical. Esta tendencia obedece a la variación conjunta que existió de la energía disponible y de la profundidad del sustrato (Fig. 6). El contacto entre la sucesión cuspidal de la Fm. La Chilca (B) y la sucesión basal (C) de la Fm. Los Espejos es neto y, a ambos lados de dicha superficie, existe un marcado contraste paleoambiental (discontinuidad) que indica la presencia de una nueva superficie de inundación. En consecuencia, existirían dentro del sistema Silúrico precordillerano de este sector de la cuenca, al menos dos ciclos asimétricos transgresivos-regresivos, que indican una rápida profundización seguida de una paulatina somerización. Estos ciclos limitados por superficies de inundación corresponderían en el sentido de Van Wagoner *et al.* (1988 y 1990) a "sets" de parasecuencias de un sistema depositacional de plataforma.

## Conclusiones

El Grupo Tucunuco del Silúrico precordillerano está

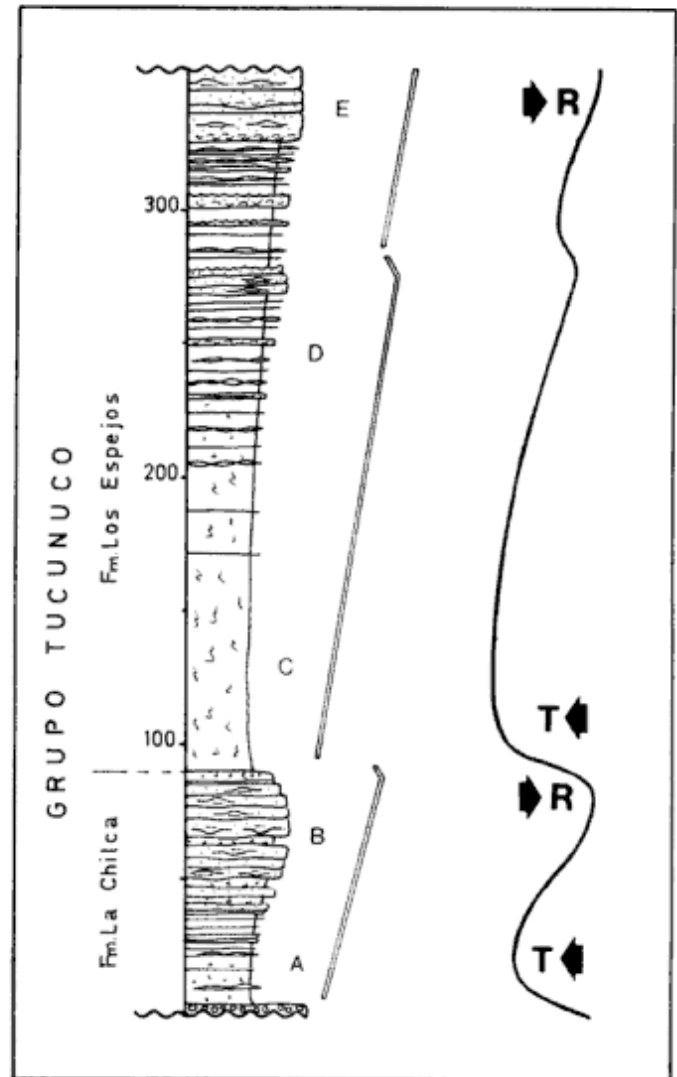


Figura 6. Columna estratigráfica simplificada señalando las secuencias de facies definidas (A-E, ver texto) los dos ciclos transgresivos-regresivos delimitados y la curva batimétrica propuesta. Las barras a la derecha de la columna indican el arreglo general de la secuencia.

constituido por secuencias marinas silicoclásticas depositadas en ambientes de plataforma, bajo condiciones de profundidad y energía variables.

El reconocimiento de litofacies características de depósitos de tormenta (tempestitas), tanto en la Formación La Chilca como en la Formación Los Espejos, constituye el rasgo sedimentológico sobresaliente.

Se reconocieron dos secuencias de facies en la Formación La Chilca: A de la plataforma interna y B de plataforma infralitoral en transición a cara de playa influenciada por tormentas. En la Formación Los Espejos se reconocieron tres secuencias de facies: C de plataforma fangosa sin influencia de oleaje, D de plataforma interna con influencia de tormentas y E de plataforma interna en transición a la cara de playa dominada por tormentas. Ambas unidades presentan arreglos internos estratocrecientes y evidencias de somerización paulatina hacia el tope.



De acuerdo a la tipología de plataforma, la Formación La Chilca corresponde a una plataforma arenosa, mientras que la Formación Los Espejos corresponde a una plataforma fangosa que evolucionó hacia plataforma mixta. El contacto entre las dos unidades es neto.

El Sistema Silúrico constituye en la región ubicada al sudoeste de Jáchal (Norte de la cuenca) dos ciclos transgresivo-regresivos asimétricos limitados por superficies de inundación. El ciclo inferior constituye la Formación La Chilca, mientras que el superior está constituido por la Formación Los Espejos.

### Agradecimientos

Los autores agradecen la lectura crítica del manuscrito y sugerencias realizadas por J. L. Benedetto, P. J. Depetris y O. López Gamundí. Asimismo, agradecemos a R. Andreis que nos impulsó a publicar el trabajo y a G. González Bonorino, árbitro de este trabajo, cuyas sugerencias permitieron mejorar esta contribución. Especialmente se agradece a D. Kokogián por los interesantes elementos aportados, que contribuyeron a revitalizar nuestra óptica de trabajo. Las campañas llevadas a cabo durante el año 1987 fueron subvencionadas con fondos del CONICET.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., 1979. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Ameghiniana*, 15: 15-64.
- Aceñolaza, F. G. y Peralta, S. H., 1985. Interpretación del comportamiento de la cuenca silúrica en función de sus icnofacies en el área de Talacasto, Precordillera de San Juan. *Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera*. Acta 1: 151-156.
- Ager, D. V., 1974. Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 15: 83-93.
- Aigner, T., 1985. Storm depositional systems. *Lecture notes in Earth Science* N° 3, Springer-Verlag, Amsterdam, 147.
- Aigner, T. y Reineck, H. E., 1982. Proximity trends in modern storm sands from Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Maritima* 14: 183-215.
- Allen, P. A., 1981a. Wave generated structures in the Devonian Lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, 28: 369-379.
- Allen, P. A., 1981b. Some guidelines in reconstructing ancient sea conditions from wave ripple marks. *Marine Geology*, 43: M59-M67.
- Allen, P. A., 1985. Hummocky is not produced purely under progressive gravity waves. *Nature*, 313: 562-564. London.
- Baldis, B. A., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de Precordillera Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas 4: 399-445.
- Benedetto, J. L., Sánchez, T. y Herrera, Z., 1985. Paleoambiente de sedimentación de la Formación Los Espejos y análisis de la cuenca silúrica de la Precordillera Argentina. *Reunión de Comunicaciones de Paleontología*. Actas: 61-63, San Juan.
- Benedetto, J. L., Racheboeuf, P., Herrera, Z., Brussa, E. y Toro, B. A., 1992. Brachiopodes siluriens et eodevoniens de la Formación Los Espejos, Precordillera de l'Argentine. *Geobios*, 25: 599-637
- Bergman, K. M. y Walker, R. G., 1987. Cardium conglomerates at Carrot Creek field: Offshore linear ridges or shoreface deposited? En: Moslow, T. F. y E. G. Rhodes (Eds.), *Modern and ancient shelf clastics: A core Workshop*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 9: 217-267
- Bourgeois, J., 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross-stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 681-702.
- Bourgeois, J. y Smith, J. D., 1984. Paleohydraulic significance of hummocky cross-stratification. En: *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Research Conference, Calgary, Abstract: 27.
- Brenchley, P. J., 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9: 369-396.
- Brenchley, P. J., 1989. Storm sedimentation. *Geology Today*, 4: 133-137.
- Brenchley, P. J., Romano, M. y Gutiérrez-Marco, J. C., 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En: Knight, R. J. y Mclean, J. R. (Eds.): *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 2: 241-255.
- Brenchley, P. J. y Newall, G., 1982. Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordov.) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 1257-1270.
- Campbell, C. V., 1966. Truncated wave-ripple laminae. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 825-827.
- Clifton, H. E., 1988. Sedimentologic approaches to paleobathymetry, with Applications to the Merced Formation of Central California. *Palaios*, 3: 507-522.
- Cudzil, M. R. y Driese, S. G., 1987. Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilowee Group (Lower Cambrian), Northeastern Tennessee, U.S.A. *Sedimentology*, 34: 861-883.
- Cuerda, A. J., 1966. Formación La Chilca, Silúrico inferior San Juan. Comisión de Investigación Científica de Buenos Aires, *Notas* 4(1): 1-12.
- Cuerda, A. J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. *Ameghiniana*, 6: 223-225.
- Cuerda, A. J. y Baldis, B. A., 1971. Silúrico-Devónico de la Argentina. *Ameghiniana*, 8: 128-164.
- Cuerda A. J., Furque, G. y Uliarte, E., 1982. Gaptolitos de la base del Silúrico de Talacasto, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, 19: 239-252.
- Cuerda, A. J., Rickards, R. B. y Cingolani, C., 1988a. The Ordovician - Silurian boundary in Bolivia and Argentina. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, Geology, 43: 291-294.
- Cuerda, A. J., Rickards, R. B. y Cingolani, C., 1988b. A new Ordovician - Silurian boundary section in San Juan Province, Argentina, and its definitive graptolite fauna. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 749-757.
- De Ormaechea, J., 1971. Estratigrafía del Paleozoico en la cercanía de Los Blanquitos, Dpto. Jáchal, San Juan. Tesis Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- Dott, R. H., 1983. Episodic sedimentation- How normal is average? How rare is rare?, Does it matter?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 5-23.
- Dott, R. H., 1988. An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. En: de Boer, P. L. *et al.* (Eds.): *Tide influenced sedimentary environments & Facies*. Reidel Publ. Company: 3-12.
- Dott, R. H. y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence. *Bulletin Geological Society of America*, 93: 663-680.
- Easthouse, K. A. y Driese, S. G., 1988. Paleobathymetry of a Silurian shelf system: Application of proximity trends and trace-fossil distributions. *Palaios*, 3: 473-486.
- Einsle, G. y Seilacher, A., 1982. Paleogeographic significance of tempestites and periodites. En: Einsle, G. y Seilacher, A. (Eds.): *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, 531-536.
- Ekdale, A. A., 1985. Paleoeecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50: 63-81.
- Ekdale, A. A., Bromley, R. G. y Pemberton, S. G., 1984. Ichology: The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Short Course*, 15, 317 pp.



- Elliot, T., 1986. Siliciclastic Shorelines. En: Reading, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell- Scientific Publications: 155-188. Oxford.
- Espisúa, E., 1968. El Paleozoico inferior en el Río de Las Chacritas, Depto. Jáchal, Provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 297-311.
- Figueiredo, A. C. Jr., Sanders, J. E. y Swift, D. J. P., 1982. Storm-graded layers on inner continental shelves; examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States. *Sedimentary Geology*, 31: 171-190.
- Frey, R. W. y Seilacher, A., 1980. Uniformity in marine invertebrate icnology. *Lethaia*, 13: 183-207.
- Furque, G. y Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Vol. 1: 455-522.
- González Bonorino, G., 1986. Determinación de la profundidad de agua en que se formaron ondulitas simétricas por corrientes oscilatorias. Primer Reunión Argentina de Sedimentología. *Actas*: 221-224. La Plata.
- Greenwood, B. y Sherman, D. J., 1986. Hummocky-cross lamination in the surf zone; Flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33: 33-47.
- Gulisano, C. y Hinterwimmer, G., 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 8: 2-31.
- Harms, J. C., Southard, J. B. y Walker, R. G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 9*, 249 pp.
- Howard, J. D., 1978. Sedimentology and trace fossils. En: Basah, P. B. (Ed.), *Trace fossil Concepts*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes, 5: 13-37.
- Ingram, R., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 937-938.
- Johnson, H. D. y Baldwin, C. T., 1986. Shallow Siliciclastic Seas. En: Reading H. G. (Ed): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Pub. 229-282. Oxford.
- Komar, P. D., 1974. Oscillatory ripple marks and evaluation of ancient wave conditions and environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 169-180.
- Komar, P. D., 1976. The transport of cohesionless sediments on continental shelves. En: Stanley D. J. y Swift D. J. P. (Eds.): *Marine Sediment transport and environmental management*. 107-125.
- Kreisa, R. D., 1981. Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies, with examples from the middle and upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 823-848.
- Kreisa, R. D. y Bambach, R., 1982. The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. En: Einsele, G. y A. Seilacher (Eds.): *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag, 200-207.
- Leckie, D. A. y Walker, R. G., 1982. Storm and tide-dominated shore lines Cretaceous Moosebar-Lower gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 138-157.
- Marchese, H. G., 1972. Sedimentología de la Formación San Juan (Ordovícico) y del conglomerado «basal» de la Formación Los Espejos (Silúrico?), en la Quebrada de Talacasto, Prov. de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27: 215-222.
- May, J. A. Yeo, R. K. y Wame, J. E., 1984. Eustatic control on synchronous stratigraphic development: Cretaceous and Eocene coastal basins along an active margin. *Sedimentary Geology*, 40: 131-149
- Mc Cave, I. N., 1985. Recent Shelf Clastic Sediments. En: Brenchley, P. J. y Williams, B. J. (Eds.): *Sedimentology recent developments and applied aspects*. Geological Society of London Special Publication, 17: 49-65.
- Miller, M. C. Komar, P. D., 1980a. Oscillation sand ripples generated by laboratory apparatus. *Journal Sedimentary Petrology*, 50: 173-182.
- Miller, M. C. y Komar, P. D., 1980b. A field investigation on the relationship between oscillation ripple spacing and the near-bottom water orbital motions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 183-191.
- Moore, D. G. y Scrutton, P. C., 1957. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 41: 2723-2751.
- Morton, R. A., 1988. Nearshore responses to great storms. *Geological Society of America Special Paper*, 229: 7-22.
- Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P. y Thorne, J. A., 1989. Modeling shelf storm beds thickness and bedding sequence. *G. C. S. Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Foundation 7<sup>o</sup> Ann. Res. Conf. Proceed.*, 15-39.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. y Siever, R., 1987. *Sand and Sandstone*. Springer Verlag, 619 pp, 2da. Ed., New York.
- Peralta, S. H., 1990. Silúrico de la Precordillera del oeste argentino. En: Chebli, W. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): *Cuencas sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Univ. Nac. Tucumán. Serie 8: 113-117.
- Peralta, S. H. y Carter, C. J., 1990. Facies de plataforma e icnofacies asociadas de la Formación Tambolar (Silúrico) en su localidad tipo, Precordillera central sanjuanina, Argentina. Tercer Reunión Argentina de Sedimentología. *Actas*: 339-344. San Juan.
- Peralta, S. H., Uliarte, E. R. y Lanzilotta, I., 1985. Estudio de los depósitos sedimentarios ferruginosos del Silúrico de la Precordillera de San Juan. Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera, San Juan, Acta 1: 301-305.
- Piovano, E. L., 1988. Paleoaambiente sedimentario de las Formaciones La Chilca y Los Espejos (Silúrico), en el Cordón de Los Blanquitos, Precordillera de San Juan. Trabajo Final. 74 p. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Plint, A. G. y Walker, R. G., 1987. Morphology and origin of an erosion surface cut into the Bad Heart Formation during major sea-level change, Sandstonian of west-central Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 630-650.
- Pöthe de Baldis, E., 1987. Microplankton del Llandoveryano superior-Wenlockiano inf. Asociación de Deunffia y Domasia de la Formación La Chilca, Aguada de Los Azulejos, San Juan. Argentina, 10<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas 2: 89-94.
- Powers, M. C., 1982. Comparison chart for estimating roundness and sphericity. *AGI Data Sheet 18*. American Geological Institute.
- Raaf, J. F. De, Boersma, J. R. y Van Gelder, A., 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortéz, J. M. y Palma M., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Reineck, H. E. y Singh, I. B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments - with reference to Terrigenous Clastics*. 2da. Ed., Springer Verlag, 439 p.
- Rolleri, E. O., 1947. Estudios geológicos de la Quebrada de Talacasto y zonas adyacentes. Pcia. de San Juan. Tesis. Museo La Plata, Universidad Nacional de La Plata. (Inédita).
- Rosenthal, L. R. y Walker, R. G., 1987. Lateral and vertical facies sequences in the Upper Cretaceous Chungo Member, Wapiabi Formation, Southern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 771-783.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413-428.
- Seilacher, A., 1982. General remarks about event deposits. En: Einsele G. y Seilacher, A., (Eds.): *Cyclic and Event Stratification*. Springer Verlag, 161-174.
- Swift, D. J. P., Figueiredo, A. G., Freeland, G. L. y Oertel, C. F., 1983. Hummocky cross stratification and megaripples, a geological double standard. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 1295-1317.
- Swift, D. J. P., Han, G., y Vincent, C. E., 1986. Fluid process and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: Middle Atlantic shelf of North America. Part I: The storm-current regime. En: R. J. Knight

- y Mclean, J. R. (Eds): Shelf sands and sandstones. Canadian Society of Petroleum Geology Memoir, 2: 99-119.
- Tanner, W. F., 1967. Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology*, 9: 89-104.
- Tyler, J. E. y Woodcock, N. H., 1987. The Bailey Hill Formation: Ludlow series turbidites in the Welsh Borderland reinterpreted as distal storm deposits. *Geological Journal*, 22: 73-86.
- Van Wagoner, J. C., 1985. Reservoir facies distribution as controlled by sea-level changes. Abstract Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Mid-year Meeting Colorado: 91-92.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, Ch. K. *et al.* (Eds): Sea-level changes-An integrated approach. Society Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42: 39-45.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. y Rahmanian, K. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 p.
- Volkheimer, W., Pöthe, E. D. y Baldis, B. A. J., 1980. Quitinozoos de la base del Silúrico de la Sierra de Villicúm (Provincia de San Juan, Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*.
- Walker, R. G., 1984. Shallow marine sands: En: Walker R. G. (Ed.): *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series, 1: 141-170. 2nd. Ed.
- Walker, R. G., 1988. Erosion surfaces, gravel veneers, sandier upward sequences and event stratigraphy - a field guide to the Cardium Formation (Touronian) in the Seebe-Kananaskis area, Alberta. Sequences, stratigraphy, sedimentology: surface and subsurface. Canadian Society of Petroleum Geology Proceedings Technical Meeting., Calgary.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.

**Recibido:** 21 de julio, 1988

**Aceptado:** 1º de julio, 1992.

NOTA BREVE

## Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis

Elda C. DI PAOLA y Mirta G. GONZALEZ

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,  
Museo Argentino de Ciencias Naturales, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina.

### Introducción

Durante el estudio de la asociación de minerales livianos de las secuencias terciario-pleistocenas ubicadas en la Depresión Central de San Luis, en el Potrero de los Funes, en Las Chacras y en los alrededores del Cerro El Morro, se encontraron, en distintos niveles, cuerpos silíceos de origen vegetal.

La precipitación de sílice amorfa en plantas ha sido detectada en organismos continentales como depósitos discretos conocidos como «silicofitolitos», «opal fitolitos», «Kieselkörper», «silica bodies», «opal bodies», «silicobiolitos», «corpos silicosos», etc. Estos silicobiolitos fueron reconocidos en plantas actuales por Ehrenberg (1854) (en Bertoldi de Pomar 1975), Netolitzky (1929), Metcalfe (1963) y Ellis (1979) entre otros. Wynn Parry y Smithson (1964) los clasificaron en gramíneas centro-europeas, en un intento por relacionar su morfología con las demás estructuras de las hojas. Sendulsky y Labouriau (1966) consideraron que estos cuerpos se manifiestan como incrustaciones en las paredes celulares o están contenidos en espacios intercelulares y su aspecto final puede ser macizo o presentar cavidades.

Bertoldi de Pomar (1975, 1980) considera que estos cuerpos son comunes en gramíneas indígenas y cultivadas, en ciperáceas, equisetáceas, podostemáceas y palmáceas. Thomasson (1978) describe cuerpos silíceos de antecios fosilizados de gramíneas pertenecientes a estratos terciarios miocenos y pliocenos de Kansas. Hasta el momento no se ha podido hacer una cronología de silicofitolitos pero se han hecho intentos por subdividirlos morfológicamente (Bertoldi de Pomar 1975, 1980 y Ellis 1979).

### Estratigrafía

En las cuencas del Potrero de los Funes y de Las Chacras, situadas al sur de la Sierra de San Luis, se han identificado tres secuencias sedimentarias, reconociéndose un Cortejo Sedimentario de Nivel Bajo I (CSNB I, Formación San Roque), un cortejo sedimentario de Nivel Alto I (CSNA I,

Formación Cruz De Piedra) y otro CSNB II (Fanglomerado del Potrero) (Di Paola *et al.* 1990, Rivarola 1990). En la fracción menor de 125  $\mu\text{m}$  de las tres unidades se hallaron cuerpos silíceos de formas y tamaños variados. En el CSNA I, los silicofitolitos se encuentran asociados con diatomeas enteras y fragmentadas [*Hantzchia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow] cuyo rango de edad se extiende desde el Plioceno hasta el Pleistoceno (Fig. 1 A).

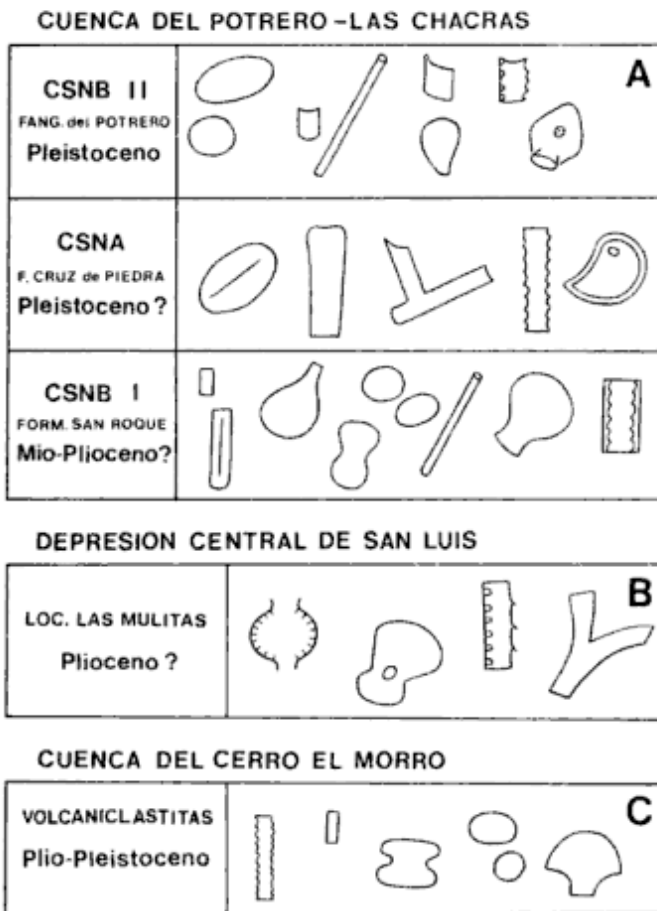
La secuencia yesífera que se ubica en el oeste de la depresión Central, en la localidad de Las Mulitas y la que se encuentra en los alrededores del Cerro El Morro, esencialmente volcániclaística, son también portadoras de cuerpos silicosos (Fig. 1 B y C).

Puede considerarse que existen similitudes entre los registros de estos silicobiolitos en las distintas unidades estudiadas. Siguiendo la clasificación propuesta por Bertoldi de Pomar (1975) se han encontrado macro y microslicofitolitos (mayores y menores de 40  $\mu\text{m}$  respectivamente) variantes de los morfotipos prismatolita, flabelolita, alteriolita y braquiolita, cuyos tamaños varían entre 25 y 125  $\mu\text{m}$ .

### Caracteres de los cuerpos silíceos.

La mayoría de estos silicobiolitos se presentan isótropos, algunos deshidratados a calcedonia microfibrosa y los menos, reemplazados por carbonatos y sulfatos. Están presentes en las fracciones finas (menor de 125  $\mu\text{m}$ ) tanto de rocas químicas como de rocas clásticas y volcániclaísticas, cuyo cemento predominante es carbonático o sulfático, y su característica distintiva es la presencia de pátinas de arcilla (esmectita e illita) alrededor de los cuerpos. Durante la eodiagénesis estas pátinas habrían impedido el paso de las soluciones carbonáticas y sulfáticas y por lo tanto el reemplazo total de la sílice de los cuerpos por calcita y anhidrita. Se explicaría así la persistencia de la composición de estos restos silíceos vegetales en ambientes alcalinos.

La edad de las secuencias mencionadas no está bien definida debido a la ausencia de fósiles convencionales, esti-



**Figura 1.** Esquema de los cuerpos silíceos, cuyos tamaños varían entre 25 y 125  $\mu\text{m}$  encontrados en: A, areniscas de la Cuenca del Potrero de los Funes y de Las Chacras; B, evaporitas yesíferas de la localidad Las Mulitas y C, secuencias volcánicas de la cuenca del Cerro El Morro.

mándose un lapso que abarca desde el Mioceno alto hasta el Pleistoceno bajo. Se considera que el estudio sistemático de las diatomeas y de los cuerpos silíceos de origen vegetal asociados en estos sedimentos podrían representar un aporte valioso a la cronoestratigrafía continental terciario-pleistocena de Sierras Pampeanas.

#### Agradecimientos.

Las autoras agradecen especialmente a Mirta Arriaga por la bibliografía, el asesoramiento científico sobre el tema y las sugerencias para mejorar el manuscrito; a J. C. Martínez Macchiavello por la observación y determinación de diatomeas. Este trabajo ha sido realizado con fondos del PID N° 30/01000/88 del CONICET.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bertoldi de Pomar, H., 1975. Los silicofitolitos: sinopsis de su conocimiento. *Darwiniana*, 19: 173-206.
- Bertoldi de Pomar, H., 1980. Análisis comparativo de silicobiolitos de diversos sedimentos continentales argentinos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4): 547-557.
- Di Paola, E., Lacrau, H., Rivarola, D., y Strasser, E., 1990. Respuesta sedimentaria al diastrofismo cenozoico. Subcuencas Potrero de los Funes y Las Chacras, provincia de San Luis. 3<sup>o</sup> Reunión Argentina de Sedimentología. San Juan, Actas: 114-117.
- Ellis, R. P., 1979. A procedure for standardizing comparative leaf anatomy in the poaceae. II. *Bothalia*, 12 (4): 641-671.
- Metcalfe, C. R., 1963. Comparative anatomy as modern discipline to recent advances in the systematic anatomy of Monocotyledons. *Advances in Botanical Research* 1: 101-147.
- Netolitzky, F., 1929. Die Kieselkörper. *Lindsbauer, Handb. Pflanzenanat.* 3 (1a): 1-19.
- Rivarola, D., 1990. Sedimentología de la Cuenca Potrero de los Funes. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis 142 p. (inédito).
- Sendulsky, T. y Labouriau, L. G., 1966. Corpos Silíceos de Gramíneas dos Cerrados I. *Anales Academia Brasileira de Ciências* 38 (Supl.): 159-170.
- Thomasson, J. R., 1978. Epidermal Patterns of the Lemma in Some Fossil and Living Grasses and Their Phylogenetic Significance. *Science*, 199: 975-977.
- Wynn Parry, D. y Smithson, F., 1964. Types of Opaline Silica Deposition in the Leaves of British Grasses. *Annals of Botany N. S.*, 28 (109): 169-185.

**Recibido:** 24 de agosto, 1990

**Aceptado:** 12 de mayo, 1992



NOTA BREVE

## La Mina Eureka (Provincia de Córdoba): un depósito excepcional de illita

Silvana R. A. BERTOLINO<sup>1</sup> y Hadyn H. MURRAY<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina.

<sup>2</sup> Department of Geological Sciences, Indiana University, 1005 East Tenth St., Bloomington, Indiana 47405. EE.UU.

### Introducción

La Mina Eureka (y otros afloramientos próximos: Tangarupá, Aguila Blanca y Arapey), ha sido considerada hasta hoy como un depósito de caolines, el único de la Provincia de Córdoba. Está ubicada en el faldeo oeste del batolito de Achala, sobre la Ruta Provincial N° 15, entre las localidades de Nono y Las Rabonas, Departamento San Alberto, Provincia de Córdoba (Hoja 21h Cerro Champaquí; Olsacher 1972).

Se ha sugerido que este depósito fue producido por la alteración de un cuerpo pegmatítico encajado en granito y afectado por fallas (Ludueña *et al.* 1975; Angelelli *et al.* 1980; Iñiguez y Zalba 1988). Su mineralogía no está bien documentada; Ludueña *et al.* (1975 I Etapa: 99) señalan que el material arcillo-arenoso está «constituido por cúmulos arcillosos, po-

siblemente de la variedad illita (hidromica)...», pero mantienen su clasificación como depósito de caolines.

Esta nota tiene por objeto dar a conocer la mineralogía de este depósito en base al estudio de cinco muestras representativas del material explotado y aclarar un error que se viene arrastrando por más de medio siglo sobre su clasificación, ya que incide tanto en las interpretaciones geológicas y genéticas como en su comercialización y aplicaciones industriales.

La metodología seguida incluye difracción de rayos X en muestra total y en las fracciones <45 µm y <2 µm, en preparados sin orientación y orientados: secados a temperatura ambiente, glicolados y calentados a 300° C (Fig. 1); microscopía electrónica de barrido (Fig. 2) y análisis químicos de la fracción <2 µm (Tabla 1).

Tabla 1. Composición química

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	80,33	79,59	76,56	45,55	47,50	53,40	50,90	49,90	49,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,16	12,12	17,12	36,89	33,90	29,60	31,10	32,30	31,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88	0,80	0,62	0,39	1,39	1,68	1,53	1,36	1,60
FeO				0,86					
MgO	0,50	0,62	0,21	0,58	0,52	0,62	0,74	0,52	0,51
CaO	n.c.	n.c.	0,52	0,04	0,21	0,25	0,32	0,21	0,10
Na <sub>2</sub> O				0,80	0,09	0,07	0,11	0,12	1,07
K <sub>2</sub> O				10,17	10,40	9,29	9,36	10,10	9,81
MnO				0,02	0,06	0,05	0,07	0,06	0,05
TiO <sub>2</sub>				0,26	0,08	0,09	0,10	0,09	0,11
Li <sub>2</sub> O				0,01					
LOI	2,65	2,81	3,50		5,60	5,03	5,47	4,95	6,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>				4,59					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				0,03					
Alcalis y no determ.	3,48	4,03	1,41						
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>99,97</b>	<b>99,38</b>	<b>100,27</b>	<b>99,75</b>	<b>100,08</b>	<b>99,70</b>	<b>99,61</b>	<b>99,81</b>

NOTA: 1,2,3: Mina Eureka. Datos extraídos de Angelelli *et al.* (1980)

4: Muscovita dioctaédrica de una pegmatita, Georgia (Ernst 1963). Datos extraídos de Newman y Brown (1987) Análisis I, Tabla 1.21.

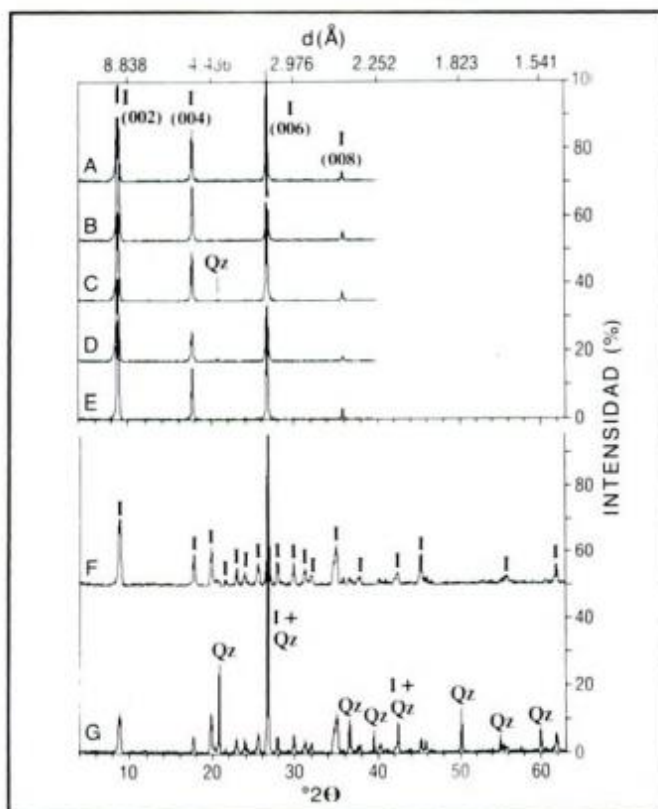
5 a 9: Mina Eureka. Cuerpo Este: 5 piso Túnel 1; 6 techo Túnel 1; 7 techo Túnel 2; 8 frente de cantera; 9 Cuerpo Oeste.

n.c.: no contiene.

### Resultados y discusión

El depósito de la Mina Eureka está constituido por cuarzo, muscovita, illita y escasa a nula proporción de feldespatos; con hematita, goethita y posiblemente yeso como minerales accesorios. La fracción  $<2 \mu\text{m}$  (Fig. 1) está compuesta por 90 a 100% de illita dioctaédrica del tipo 2M1 (Srodon y Eberl 1984) y 0 a 10% de cuarzo. Cabe destacar que el contenido de esta fracción varía entre 7 y 42% con un promedio de 23%. La illita (Fig. 2) se presenta en típicos «listones» («laths») de muy buena cristalinidad, también observable en los difractogramas. La composición química de la fracción  $<2 \mu\text{m}$  coincide con esta mineralogía, y es similar a la composición de muscovitas dioctaédricas (análisis 4, Tabla 1).

Ante los resultados obtenidos en la Mina Eureka, es posible sugerir que los demás afloramientos de la zona,



**Figura 1.** Difractogramas de muestras de la Mina Eureka. A: Cuerpo O,  $<2 \mu\text{m}$  orientada secada al aire; B: Cuerpo E frente de cantera, idem A; C: Cuerpo E techo túnel 2, idem A; D: Cuerpo E techo túnel 1, idem A; E, F y G: Cuerpo E piso túnel 1,  $<2 \mu\text{m}$  orientada,  $<2 \mu\text{m}$  sin orientar y muestra total respectivamente. I: illita; Qz: cuarzo.

también considerados caolines, no lo sean. Esto se ha confirmado en Tangarupá mediante análisis preliminares, cuyos resultados no se muestran en el presente trabajo por ser aún insuficientes.

Finalmente, es importante destacar que por su composición mineralógica (illita prácticamente pura en la fracción  $<2 \mu\text{m}$ ), su color blanco a blanco grisáceo que se mantiene

después de calcinada a  $1100^\circ\text{C}$ , la Mina Eureka se convierte en un depósito excepcional.

La única illita pura conocida hasta el presente proviene de la Mina Kaube, Prefectura Nara, Japón (D. Eberl, comun. pers.; Srodon y Eberl 1984).



**Figura 2:** Microfotografía (SEM).

### Agradecimientos

Los autores agradecen una beca externa del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) a uno de ellos (S. B.). La ayuda de Rodolfo Moreno, Jorge Cornaglia y Gastón Simián de la Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras de la Provincia de Córdoba en la realización de campañas de muestreo. A Hebe Gay y al Pedro Depetris por su apoyo y a Enrique Merino por la lectura crítica del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R., 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo (Provincias de Córdoba, Santiago del Estero, San Luis, Mendoza y San Juan). *Anales Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería*, 19: 1-261.
- Iñiguez, A.M. y Zalba, P.E., 1988. Arcillas: su distribución, características y aplicaciones en Argentina. *Panorama Minero*: 4-17.
- Ludueña, Poncio, Schulthess y Asociados, 1975. Estudio de las posibilidades de fabricación de productos cerámicos (Provincia de Córdoba). Etapas I y II. Consejo Federal de Inversiones, Córdoba (inédito).
- Newman, A.C.D. y Brown, G., 1987. The chemical constitution of clays. En: Newman, A.C. (Ed.): *Chemistry of clays and clay minerals*. Mineralogical Society Monograph, 6: 1-128. Londres.
- Olsacher, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 21h, Cerro Champaquí. *Boletín Servicio Nacional de Minería y Geología*, 133: 1-64.
- Srodon, J. y Eberl, D.D., 1984. Illite. En: Bailey, S.W. (Ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13: 495-544. Mineralogical Society of America.

**Recibido:** 3 de mayo, 1991.

**Aceptado:** 28 de febrero, 1992.

## Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina.

J. M. CORTES

Secretaría de Minería, Avda. Julio A. Roca 651, piso 10, Buenos Aires, Argentina.

### Introducción

Se da a conocer el hallazgo de lavas oceánicas intercaladas en sedimentitas correlacionables con el Grupo Ciénaga del Medio, de probable edad devónica, en el cordón del Cerro Redondo y Cordón Sandalio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina; dicho hallazgo surge como resultado de la investigación iniciada en esa comarca (PIA 9514 y 9780/86) con el objeto de caracterizar la deformación Chánica y su ámbito geotectónico de generación. Estas rocas son el producto de un volcanismo no reconocido hasta el presente en esa unidad y cuya edad se encuentra en el lapso Silúrico-Carbónico inferior; estudios subsiguientes, en particular geoquímicos, permitirán avanzar en la comprensión de su significado geotectónico así como su comparación con rocas de la faja eruptiva ordovícica del borde occidental de la Precordillera.

El cordón del Cerro Redondo y más al sur el cordón Sandalio, forman parte de un conjunto aislado de elevaciones localizado en el flanco oriental del valle de Uspallata, al oeste de la pampa Seca (Fig. 1).

La comarca fue inicialmente reconocida por Avé Lallemant (1890), Stappembeck (1910) y Keidel (1949) y posteriormente por Amos y Rolleri (1964) y Harrington (1971) e incluidas en numerosas reconstrucciones de carácter regional.

### Estratigrafía del área

El cordón del Cerro Redondo y las serranías adyacentes están constituidos en su mayor parte por sedimentitas marinas y lavas oceánicas de probable edad devónica, plegadas, corridas y afectadas luego por fuerte compresión, todo debido a los Movimientos Chánicos. Esas sucesiones soportan mediante una fuerte discordancia angular, brechas volcánicas e ignimbritas riolíticas pérmicas de la Formación Tambillos (Cortés 1985) integrante del Grupo Choiyoi; están bien expuestas al sur del cordón Sandalio o como afloramientos muy pequeños de amplia distribución. Intruidos en las sedimentitas se presentan asimismo, numerosos stocks que pasan lateral-

mente a filones capa y en menor medida a diques; están compuestos por rocas porfíricas de composición andesítica (Busteros 1989) y se agrupan en la Formación Cerro Redondo. Se asignan al Mioceno inferior-Oligoceno superior sobre la base de su similitud composicional y estratigráfica con rocas próximas aflorantes al sur de Cortaderas, las cuales poseen edades radiométricas de  $16 \pm 0,3$  Ma (Sillitoe 1977) y  $19 + 2$  Ma y  $24 \pm 2$  Ma (Massabie *et al.* 1976).

Se reconocen diferentes niveles de abanicos aluviales cuaternarios, depósitos coluviales y de bajos actuales.

### Grupo Ciénaga del Medio

En la comarca investigada las sedimentitas paleozoicas constituyen un espeso prisma sedimentario tectonizado formado por repetición tectónica y plegamiento en varios órdenes de magnitud de sus términos. Son waques cuarzo-feldespáticas a cuarzo-líticas con distinta proporción de matriz pelítica, lutitas de color gris verdoso, areniscas micáceas, cuarzosas y calcáreas y lutitas multicolores. Constituyen potentes depósitos turbidíticos progradantes en facies distales y proximales, depósitos de deslizamientos (slumping) y fangolitas terrígenas. Estas sucesiones son correlacionables con las que integran el Grupo Ciénaga del Medio (Amos y Marchese 1965) en su localidad tipo, 60 km más al norte, integrado por las Formaciones Hilario, Lomitas Negras y Tontal.

En el cordón del Cerro Redondo se han hallado tallos fósiles de plantas vasculares (Azcuy, com. verbal) e improntas de ejes dicotómicos de una probable Rhiniophyta (Césari, com. epist.) que permiten descartar una edad cambro-ordovícica. En el arroyo del Tigre, estas rocas soportan en discordancia angular a sedimentitas de la Formación Yalguaraz (Amos y Rolleri 1965) de edad carbónica superior. Por otra parte, niveles equivalentes a la Formación Tontal, próximos al río San Juan (Formación El Planchón), se asignan al Devónico inferior a medio sobre la base de sus relaciones estratigráficas y contenido fosilífero.

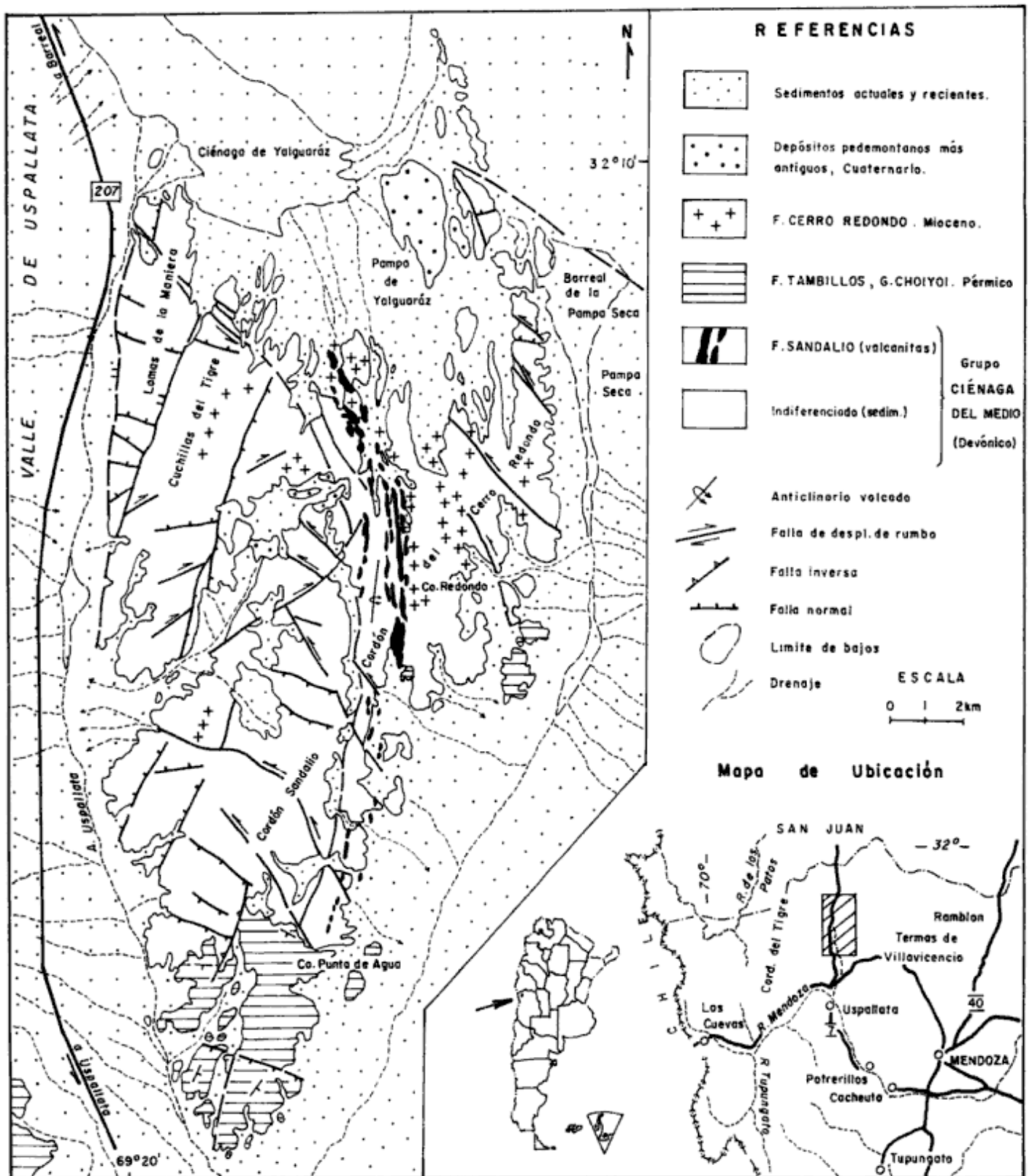


Figura 1: Mapa geológico de la región del cordón del Cerro Redondo y cordón Sandalio en el que se muestra la distribución de los afloramientos de volcanitas paleozoicas (Formación Sandalio) intercaladas en la mitad inferior del Grupo Ciénaga del Medio.



*Volcanitas de los cordones del Cerro Redondo y Sandalio (Formación Sandalio).*

En el flanco occidental del cordón del Cerro Redondo y borde oriental del cordón Sandalio, más al sur, se dispone una faja muy deformada, de dirección noroeste, en la cual se exponen los términos más antiguos del Grupo. Allí se presentan como mínimo seis niveles volcánicos, intercalados en la parte superior de la Formación Hilario y en la parte inferior de la Formación Lomitas Negras; conforman apilamientos de 2 a 20 m de espesor de lavas basandesíticas, que integran los flancos de una extensa estructura anticlinorio volcada al oeste en su tramo septentrional. Asimismo, las rocas volcánicas forman fajas más espesas, emplazadas tectónicamente, de lavas almohadilladas asociadas a fangolitas y areniscas; son láminas imbricadas de rumbo noroeste, localizadas a ambos lados del cerro Redondo.

Los cuerpos lávicos fueron afectados por «boudinage» (Cortés 1989), lo que dio lugar a afloramientos discontinuos. Estas rocas, agrupadas en la Formación Sandalio, son de color gris mediano claro a gris verdoso; observaciones microscópicas revelan un avanzado estado de albitización, con abundante clorita; presentan comunmente texturas porfíricas, en parte glomeroporfírica con pasta intersertal a subofítica y se componen de plagioclasa (andesina) muy alterada, piroxeno augítico, ilmenita, magnetita y abundante clorita. Estas rocas se asocian estrechamente a acumulaciones carbonáticas, tanto en las márgenes de los cuerpos lávicos, rellenando cuellos de boudines o en varias generaciones de grietas por movilizaciones sucesivas. Las estructuras almohadilladas pueden observarse preferentemente en el frente occidental del mayor afloramiento de estas rocas, localizado inmediatamente al oeste del cerro Redondo.

Al norte de la estancia Leoncito, en su localidad tipo, el Grupo Ciénaga del Medio está intruido por diques de pórfiros verdosos y lamprófiros gris verdosos, los cuales no

penetran en las capas carbónicas de la Formación Leoncito suprayacentes (Marchese 1964).

**TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

- Amos, A.J. y Marchese, H.J., 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (2): 263-270.
- Amos, A.J. y Roller, E.O., 1964. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan - Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 50-72.
- Ave Lallemand, G., 1890. Estudios mineros en la Provincia de Mendoza. La parte septentrional de la Sierra de Uspallata. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 12: 131-176.
- Busteros, A.G., 1989. Informe petrográfico Hoja 22b «Cordillera del Tigre», provincias de Mendoza - San Juan. Informe Dirección Nacional de Minería y Geología, 3 p. (inédito).
- Cortés, J.M., 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choyoi al sur de la Estancia Tambillos, provincia de Mendoza, Rep. Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, 1-2: 89-108. Antofagasta.
- Cortés, J.M., 1989. Tectónica de colisión en el extremo noroccidental de la Precordillera mendocina, Argentina. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, *Actas*: 208-212. Mar del Plata.
- Harrington, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, «Ramblón», provincias de Mendoza y San Juan. *Boletín, Dirección Nacional de Geología y Minería*, 114: 1-81.
- Marchese, H.G., 1964. Geología de la zona situada al norte de Estancia Leoncito, Departamento de Calingasta, San Juan. Trabajo de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 34 p. (inédito).
- Massabie, A.M., Rapalini, A.E. y Soto, J.L., 1976. Estratigrafía del cerro Los Colorados, Paramillos de Uspallata, Mendoza. *Actas 1º Jornadas Geológicas de la Precordillera*, 1 (Asociación Geológica Argentina, Serie A, 2): 71-76.
- Sillitoe, R., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper-Type Mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72 (1): 99-103.
- Stappembeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales (Geología), Subsecretaría de Minería*, 4 (3): 1-179.

**Recibido:** 5 de julio, 1989

**Aceptado:** 6 de mayo, 1992

## COMENTARIOS DE ACTUALIDAD

**Tercer Simposio Internacional sobre Estratigrafía del Jurásico**

Entre el 22 y el 29 de septiembre de 1991 se llevó a cabo en Poitiers, Francia, el Tercer Simposio Internacional sobre Estratigrafía del Jurásico, auspiciado por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Jurásico. El mismo siguió a los que se realizaron en Erlangen, Alemania (Sept. 1-8, 1984) y Lisboa, Portugal (Sept. 12-21, 1987) y contó con la asistencia de 166 especialistas representando a 21 países, entre ellos la Argentina.

Las sesiones científicas se desarrollaron entre el 24 y el 27 de septiembre y estuvieron mayormente dedicadas a tratar aspectos bioestratigráficos de los diferentes Pisos que integran el Jurásico, aunque también se presentaron trabajos sobre paleoecología, paleobiogeografía, magnetoestratigrafía, estratigrafía secuencial y evolución de cuencas sedimentarias. A diferencia de los anteriores simposios, en los cuales las contribuciones realizadas fueron incluidas en volúmenes especiales publicados por el Servicio Geológico de Dinamarca (1984) y el Instituto Nacional de Investigación Científica de Portugal (1988), ahora los trabajos aceptados serán incluidos en un volumen especial de la revista *Geobios*.

El simposio estuvo precedido por una excursión de campo, de dos días de duración, a afloramientos clásicos ubicados entre la Cuenca de Aquitania y la Cuenca de París, incluyendo el estratotipo del Toarciano. Otra excursión de campo fue efectuada con posterioridad a las sesiones científicas, entre el 28 y 29 de septiembre, y estuvo dedicada a examinar formaciones arrecifales del borde norte de la Cuenca de Aquitania.

Como es norma, durante este simposio se efectuaron reuniones de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Jurásico y de sus diferentes grupos de trabajo.

En lo relativo a la definición de los Pisos del Jurásico en las reuniones de Lisboa se lograron acuerdos importantes en lo atinente a: 1) mantener el límite inferior del Sinemuriano en la base de la Subzona de Conybeari; 2) limitar en principio la extensión del Piso Kimmeridgiano al uso que se le da en Europa central y meridional. Ahora la discusión se centró en la posible ubicación de los estratotipos de límites, en algunos casos incluyendo estratotipos auxiliares, para la base del Hettangiano (Bristol, N. Y. Canyon o Perú), Sinemuriano (Gran Bretaña, Francia o Alemania), Toarciano (Francia o España), Aaleniano (España o Alemania), Bajociano (Escocia o Portugal), Bathoniano (nivel 23 de Dingle, Francia), Calloviano (Alemania), Oxfordiano (Inglaterra), Kimmeridgiano (Inglaterra).

Con respecto a los restantes grupos de trabajo presentaron informes los correspondientes a Braquiópodos, Microfósiles,

Magnetoestratigrafía ( se está estudiando especialmente el Aaleniano-Bajociano y el Calloviano-Oxfordiano), Clasificación Bio y Cronoestratigráfica..

Finalmente se decidió que el próximo simposio se realice en la Argentina en octubre de 1994.

A. C. RICCARDI

Museo de Ciencias Naturales de La Plata

**REVISTA GEOLOGICA****Editada por la Asociación de Geólogos del Paraguay**

Acaba de aparecer, con fecha de diciembre de 1991, el número 1 de la *Revista Geológica*, publicación científica oficial de la Asociación de Geólogos del Paraguay. Su objetivo declarado es la «Divulgación de trabajos científicos, originales e inéditos, referentes a la geología en todas sus especialidades, así como resúmenes de tesis, coloquios, simposios, congresos, seminarios o cursos».

La *Revista Geológica* tiene una Comisión Editorial constituida por figuras notorias en el actual quehacer geológico de Paraguay, aunque por el momento no se menciona un comité de árbitros.

Aplaudimos esta iniciativa de la actual Comisión Directiva de la Asociación, ya que como se menciona en la presentación, esta publicación llena un sentido vacío en la literatura geológica de ese país y de nuestra región latinoamericana.

Como en toda empresa que se inicia, sobre todo ésta de publicaciones de asociaciones sin fines de lucro que generalmente están muy escasas de fondos y en las que sus integrantes trabajan con tesón, este primer número de la *Revista Geológica* tiene algunos aspectos criticables que seguramente se mejorarán con el tiempo. El nivel de los once trabajos es desigual, las ilustraciones (mapas, cuadros, etc.) adolecen de algunas fallas en su presentación y existen algunos otros detalles de tipo editorial (impresión y compaginación) que deberán modificarse. A los trabajos mencionados se agregan los resúmenes de un «Coloquio sobre rocas alcalinas del Paraguay».

No obstante estas advertencias saludamos con mucha alegría esta publicación que se integra al elenco de las publicaciones científicas. La *Revista Geológica* permitirá conocer los progresos de nuestros colegas paraguayos en distintos temas y sus orientaciones dominantes, pero sobre todo permitirá establecer conexiones profesionales no con-

cretadas anteriormente, para mutuo beneficio.

Hacemos votos para que los números sucesivos constituyan un permanente progreso, tanto en los aspectos técnicos como en el contenido, y esperamos la pronta aparición del número 2.

La *Revista Geológica* puede adquirirse en la Asocia-

ción de Geólogos del Paraguay, Casilla de Correo 1039, Asunción, Paraguay (Fax 595-21-444412). Su precio es de US\$ 9.-

Rafael HERBST  
Universidad Nacional del Nordeste  
Corrientes

## Asociación Geológica Argentina Reglamento para las Publicaciones

### GENERALIDADES

- Art. 1 La Asociación Geológica Argentina publica periódicamente la Revista y las siguientes series: A: Monografías; B: Didáctica y Complementaria; C: Reimpresiones. La publicación de todas ellas se regirá por el Capítulo VII (Art. 31) del Estatuto de la Asociación y por el presente Reglamento.
- Art. 2 Las publicaciones de la Asociación Geológica Argentina estarán a cargo de una Subcomisión de Publicaciones, compuesta por tres miembros de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina.
- Art. 3 La Subcomisión de Publicaciones será presidida por uno de sus miembros, nombrado por la Comisión Directiva como Director de la Revista.
- Art. 4 La Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina nombrará personas de reconocida trayectoria en las ciencias geológicas para integrar un Comité Editorial.

### REVISTA

- Art. 5 La «Revista de la Asociación Geológica Argentina» es el órgano oficial de publicación de la Asociación Geológica Argentina y tiene carácter de revista periódica.
- Art. 6 La Revista estará destinada principalmente a difundir la labor científica de los miembros de la Asociación Geológica Argentina, mediante la publicación de trabajos originales que versen sobre temas de geología, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.
- Art. 7 Se integrará un volumen de la Revista por año, el que en principio incluirá cuatro números publicados en forma trimestral.
- Art. 8 En lo posible se tratará de mantener el tamaño de caja, tipo de letra, posición de los títulos y formato general de los tomos ya publicados, pero se podrán introducir modificaciones con acuerdo expreso de la Comisión Directiva.
- Art. 9 Cada número o entrega llevará un índice de los artículos publicados en ese número, el que se ubicará preferentemente en la contratapa. En la contratapa también se ubicará el número de registro de la Propiedad Intelectual y el permiso de Tarifa Reducida de Correos, si lo hubiere.
- Art. 10 Al finalizar cada tomo se publicará una página de

portada con todos los datos del tomo y un índice conteniendo todos los artículos publicados en el mismo. Estas hojas incluirán además la fecha real de publicación de cada número individual.

- Art. 11 Cada número llevará en lo posible un resumen de las «Instrucciones para los Autores».
- Art. 12 La página donde se inicia cada artículo se encabezará con una indicación completa de publicación (Revista de la Asociación Geológica Argentina, fecha nominal de publicación, tomo, número, páginas).
- Art. 13 Al finalizar cada artículo se indicará la fecha de recepción del manuscrito y, en el caso de que el mismo hubiera sido revisado por los autores, también la fecha de aceptación de la versión revisada y la fecha de puesta en circulación.
- Art. 14. La tirada de la Revista será determinada en cada caso por la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina.

### SERIE A: MONOGRAFÍAS

- Art. 15 La Serie A: Monografías está destinada a la publicación de trabajos monográficos de excelencia que por su extensión no tengan cabida en la Revista. Su publicación no es periódica.

### SERIE B: DIDÁCTICA Y COMPLEMENTARIA

- Art. 16 La Serie B: Didáctica y Complementaria está destinada a la publicación de textos de carácter didáctico, diccionarios, catálogos, índices que, a criterio de la Comisión Directiva, resulten de interés para la comunidad geológica. Su publicación no es periódica.

### SERIE C: REIMPRESIONES

- Art. 17 La Asociación Geológica Argentina podrá reimprimir cualquier texto publicado por esta entidad que haya sido agotado y que cuente con demanda por parte de la comunidad geológica.
- Art. 18 El carácter de reimpresión deberá quedar claramente indicado en la cubierta de la publicación, así como las fechas de publicación original y de reimpresión.

### AUTORIDADES

- Art. 19 Serán responsabilidades del Director de la Revista:
- Presidir la Subcomisión de Publicaciones.
  - Mantener informados regularmente a los miembros del Comité Editorial y a la Comisión Directiva



sobre el estado de tratamiento de los manuscritos presentados para su publicación.

c) Someter a la aprobación de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina todas las decisiones de la Subcomisión de Publicaciones sobre aceptación y rechazo de manuscritos.

d) Informar a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina y a requerimiento de ésta de todo asunto relativo a las publicaciones.

Art. 20 Serán responsabilidades de la Subcomisión de Publicaciones:

a) Redactar un conjunto de normas a las cuales deberán ajustarse los autores de los artículos para la Revista, las que, luego de ser aprobadas por la Comisión Directiva de la Asociación, serán publicadas en la Revista. Estas normas podrán modificarse a criterio de la Subcomisión de Publicaciones y de la Comisión Directiva de la Asociación y serán de aplicación también a las Series A y B.

b) Seleccionar, entre los miembros del Comité Editorial u otras personas idóneas a los árbitros que han de leer cada manuscrito recibido.

c) Llevar a cabo toda la labor editorial de los artículos presentados para su publicación en la Revista y otras publicaciones de la Asociación Geológica Argentina.

d) Teniendo en cuenta la opinión de los árbitros resolver cuáles trabajos deberán ser revisados por los autores antes de la impresión y seleccionar los trabajos que podrán ser publicados y los que deberán ser rechazados, para su aprobación por la Comisión Directiva.

e) Llevar a cabo todos los pasos necesarios para la impresión de las publicaciones.

f) Actuar como intermediario entre los autores y la imprenta en lo relativo a pruebas de imprenta y separados de los trabajos publicados.

Art. 21 Serán responsabilidades de los miembros del Comité Editorial:

a) Leer los artículos que les envíe la Subcomisión de Publicaciones y sugerir a ésta o a la Comisión Directiva las modificaciones que ellos consideren necesarias a fin de mantener un alto nivel científico de la publicación.

b) Sugerir por escrito a la Subcomisión de Publicaciones sobre la aceptación o no de los manuscritos, así como de la necesidad o no de revisión de los mismos por parte de los autores.

## TRATAMIENTO DE LOS MANUSCRITOS

Art. 22 La Subcomisión de Publicaciones llevará: a) un libro de entradas de manuscritos donde figuren la fecha de recepción de cada manuscrito, título, autores, número de páginas, figuras, cuadros u otro material gráfico

y decisión final respecto del trabajo; y b) un registro escrito donde consten todos los datos relativos a los pasos seguidos por cada uno de los manuscritos desde su recepción hasta su publicación.

Art. 23 Los autores enviarán o entregarán los manuscritos a la Subcomisión de Publicaciones. Esta procederá a un análisis general del manuscrito para comprobar si éste está encuadrado dentro del temario de las publicaciones y si cumple con las especificaciones formales dadas a conocer en las «Instrucciones para los Autores». Se podrá disponer en este punto la devolución del manuscrito para su adecuación con tales requisitos.

Art. 24 La Subcomisión de Publicaciones enviará a los autores una nota donde conste la fecha de recepción del manuscrito, la que será la misma que figurará al final del artículo publicado.

Art. 25 Los manuscritos presentados a la Revista serán clasificados de la siguiente manera:

a) Artículos normales: su extensión máxima estará fijada en las «Instrucciones para los Autores». Estos artículos serán publicados en el orden de aceptación por la Subcomisión de Publicaciones.

b) Notas breves o comunicaciones: Estas podrán ser publicadas más rápidamente que los artículos normales.

c) Artículos extensos: Artículos más extensos que los considerados normales no podrán, en principio, ser considerados para su publicación en la Revista. La Subcomisión de Publicaciones podrá sugerir a los autores la división de un artículo de este tipo o recomendar su publicación en la Serie A: Monografías.

## Sistema de arbitraje

Art. 26 El sistema de arbitraje tiene por finalidad recabar la opinión de otros investigadores sobre los manuscritos presentados, con la idea de que, por medio de la crítica constructiva, se tienda a un mejoramiento de los mismos y por ende de las publicaciones. Todos los manuscritos recibidos para su publicación serán sometidos a este sistema de arbitraje en forma inmediata a su recepción. Sólo podrán ser eximidas revisiones bibliográficas y notas necrológicas.

Art. 27 El número de árbitros por trabajo será decidido por la Subcomisión de Publicaciones.

Art. 28 Los árbitros serán designados para cada trabajo por la Subcomisión de Publicaciones, pudiendo ser o no miembros del Comité Editorial. Se enviará a cada árbitro una copia completa del manuscrito junto con un cuestionario que deberá responder, solicitándose la lectura y devolución del manuscrito en el lapso de un mes.

Art. 29 Los árbitros podrán permanecer anónimos durante

todo el proceso si así lo desean. En tal caso, la Subcomisión de Publicaciones no proporcionará, bajo ningún concepto, información alguna acerca de la identidad de los árbitros a los autores ni a ninguna otra persona.

- Art. 30 Una vez obtenidas las sugerencias de los árbitros, la Subcomisión de Publicaciones considerará si el trabajo puede ser aceptado para su publicación tal cual está, si necesita una revisión parcial o total o si debe ser rechazado. La decisión sobre aceptaciones y rechazos será sometida a la aprobación de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica.
- Art. 31 Si fuera necesaria una revisión del trabajo, se enviará a los autores:
- a) el original del manuscrito; b) indicación clara de qué tipo de revisión se requiere (parcial o total) y c) todas las sugerencias y comentarios de los árbitros y Subcomisión de Publicaciones.
- Art. 32 Se requerirá de los autores que se atengan a las críticas realizadas por los árbitros durante la revisión del trabajo y, en el caso en que no estén de acuerdo con ellas en algún punto, que expresen sus razones por escrito al volver a enviar el manuscrito a la Asociación Geológica Argentina.
- Art. 33 La Subcomisión de Publicaciones considerará la aceptación o no de los manuscritos revisados y la posible necesidad de un nuevo proceso de arbitraje. En caso de ser aceptada la versión revisada, se someterá la decisión final a la Comisión Directiva de la Asociación y se enviará al autor una notificación con la fecha de aceptación, la que se imprimirá al final del artículo publicado.

#### *Publicación*

- Art. 34 La Subcomisión de Publicaciones se asegurará que el artículo sea impreso de acuerdo con la versión aceptada del manuscrito y no se realizará ninguna alteración editorial sin consultar previamente a los autores.
- Art. 35 Una vez aceptado el manuscrito, los miembros de la Subcomisión de Publicaciones procederán a su normalización editorial. Se ocuparán de todos los pasos necesarios para su impresión cuando la Comisión Directiva decida efectuar la misma.
- Art. 36 Los autores serán responsables de las correcciones de las pruebas de imprenta que les serán enviadas por

la Subcomisión de Publicaciones. En el caso de no devolver las pruebas corregidas luego de dos semanas de su envío, éstas serán corregidas por un miembro de la Subcomisión a fin de no detener innecesariamente la impresión.

#### **SEPARADOS**

- Art. 37 La Subcomisión de Publicaciones decidirá, con la aprobación de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, el número de separados sin cargo superior a 25 que se podrá entregar por cada trabajo impreso. Este número podrá variar según las circunstancias y en lo posible se publicará como parte de las «Instrucciones para los autores».
- Art. 38 Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corrección de las pruebas.

#### **DERECHOS DE AUTOR**

- Art. 39 Los derechos de autor que devenguen de las publicaciones de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación.
- Art. 40 El manuscrito del trabajo, como así también el original de las láminas y dibujos, podrá ser devuelto a solicitud de los autores luego de la publicación del artículo.

#### **DISTRIBUCION DE LA REVISTA**

- Art. 41 La Revista será distribuida sin cargo a todos los miembros de la Asociación Geológica Argentina que estén al día en el pago de sus cuotas societarias. El excedente quedará para venta directa o por suscripción.

#### **MODIFICACION DE ESTE REGLAMENTO**

- Art. 42 La modificación de cualquier punto, parcial o total, de este reglamento sólo podrá realizarse por decisión de la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina ratificada por Asamblea.

Reglamento redactado por la  
Subcomisión de Publicaciones de la  
Asociación Geológica Argentina.

Aprobado por la Comisión Directiva  
el 9 de diciembre de 1991,  
y por la Asamblea Extraordinaria  
el 24 de marzo de 1992

## Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina

Las notas siguientes son complementarias de las «Instrucciones para los autores» que aparecen en la contratapa de la Revista de la Asociación Geológica Argentina. Se ruega a los autores que deseen presentar trabajos para su publicación en la Revista que las lean **antes** de la preparación de su manuscrito y que se ajusten a las mismas. Ello evitará retrasos innecesarios en la publicación de los trabajos.

### Pautas editoriales

Se considerarán para su publicación únicamente artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

**Todos** los manuscritos presentados para su publicación de acuerdo con estas normas serán sometidos a un sistema de arbitraje. Copias del manuscrito serán enviadas a por lo menos dos árbitros designados para el caso por la Subcomisión de Publicaciones entre los miembros del Comité Editor de la Revista u otros investigadores idóneos en el tema tratado en el artículo. La finalidad de este sistema es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

### Entrega 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*. No se recibirán manuscritos que no cumplan con estos requisitos. Se aconseja a los autores conservar otra copia completa del manuscrito para la corrección de las pruebas.

Los manuscritos serán enviados a:

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

En el caso de artículos escritos por varios autores, se indicará claramente a cuál de ellos se deberá dirigir la correspondencia relativa a la publicación del trabajo.

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

Una vez aceptado el manuscrito los autores podrán enviar la versión final del mismo en diskette de 5 1/4 pulgadas, grabado en una computadora compatible con IBM preferiblemente en ASCII o en alguno de los siguientes programas: Word de Microsoft, Word Star, Word Perfect. En el caso de

enviar diskette, se deberán tener en cuenta la siguientes indicaciones:

**Grabado:** El texto debe estar grabado dividido en distintos documentos (1) Texto solamente; (2) Lista de trabajos citados en el texto; (3) Leyendas de ilustraciones y tablas; y (4) Tablas (si las hubiera). Sobre el margen derecho el texto no debe estar alineado ni separado en sílabas.

**Datos:** En la etiqueta del diskette deben figurar claramente los siguientes datos: (a) Nombre del primer autor; (b) Título abreviado del trabajo; (c) Tipo y versión del procesador de texto utilizado y (d) Fecha de entrega.

**Manuscrito:** Se debe entregar además una copia impresa completa del texto final, la que debe corresponder exactamente al texto grabado en el diskette.

Después de la publicación del artículo, los manuscritos y originales de las láminas podrán ser devueltos a los autores a solicitud de éstos, dentro de los tres meses siguientes a la publicación.

### Sobre el texto

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar mecanografiados o impresos en papel de tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a **doble espacio** y con márgenes amplios a cada lado. No se recibirán manuscritos con correcciones. Las páginas de texto deberán estar numeradas correlativamente. No se deberán intercalar figuras o tablas en el texto; éstas (y sus correspondientes leyendas) deberán agregarse al final.

Los títulos del trabajo y de los capítulos se escribirán sin subrayar. Sólo se subrayarán las palabras que deben ir impresas en itálica o bastardilla, tratando de limitar su uso a nombres científicos de organismos. No se utilizará otro tipo de letra en el texto.

### Primera página

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

El **título** del trabajo deberá ser conciso, informativo e indicativo del contenido del trabajo. Debe ser concreto y libre de giros innecesarios como: «Sobre la importancia de ...» o «Algunas consideraciones acerca de ...». Se debe recordar que el título es, a menudo, el único elemento de que dispone un investigador para decidir si necesita o no consultar el trabajo, por lo tanto es conveniente evitar ambigüedades. Deben tenerse en cuenta las siguientes recomendaciones:

a) Si se usa un nombre estratigráfico local, agregar entre

paréntesis la época o período geológico al que esta unidad se atribuye.

b) En el caso de usarse un nombre geográfico muy localizado, agregar la provincia o región. Si se trata de lugares fuera de Argentina, deberá agregarse también el nombre del país.

c) Si el título incluye un nombre de taxón genérico o específico, agregar entre paréntesis la categoría taxonómica mayor que tenga amplio reconocimiento. Se evitará el uso de nombres de nuevas taxa en el título.

El **nombre** de los autores se escribirá de la siguiente manera: Nombre de pila con letra inicial mayúscula y resto minúscula (o bien sólo las iniciales) y apellidos todo en mayúsculas (no abreviados).

La **dirección postal completa** del lugar de trabajo de cada uno de los autores seguirá a continuación.

Al pie de la primera página se indicará el número total de páginas (incluyendo explicación de figuras y tablas y bibliografía), de figuras y de tablas que contiene el manuscrito.

#### Resumen

La segunda página del manuscrito incluirá un resumen del trabajo, el que consistirá 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 resumen debe ser una síntesis de las ideas principales, argumentos y resultados de su trabajo y no meramente enunciativo del contenido. No se incluirán detalles metodológicos a menos que éstos sean totalmente nuevos para la ciencia, o esenciales para la comprensión del problema. Debe ser redactado en forma clara e informativa y no debe incluir citas ni referencias.

Las notas breves no irán precedidas de resumen.

#### Texto

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

La **Introducción** debe contener el objetivo del trabajo claramente expuesto, así como información anteriormente conocida sobre el tema.

El texto debe ser tan conciso como sea posible y debe concentrarse en el problema a tratar. Debe quedar perfectamente clara la diferencia entre observaciones e interpretaciones. No se objetará el estilo de cada autor ya que éste es personal, pero se debe recordar que al escribir artículos científicos la precisión es mucho más importante que la elegancia de la prosa. Las oraciones excesivamente largas y los giros complicados no solamente son innecesarios sino que pueden resultar en confusión para el lector. Se tendrá especial

cuidado en que las ideas estén expresadas con claridad y que el trabajo sea coherente a lo largo de todo su desarrollo, evitando contradicciones y repeticiones innecesarias. Por ejemplo se evitará reiterar en el texto información ya ofrecida en forma de tablas o figuras.

El cuerpo del texto puede ser dividido mediante tres órdenes de subtítulos, el primero centrado, el segundo contra el margen con texto no seguido y el tercero contra el margen con texto seguido.

No se admitirán notas al pie de página.

Se seguirán las normas aceptadas internacionalmente para la abreviatura de unidades de medida.

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

La mención de autores en el texto deberá referirse a la lista bibliográfica final, en forma directa o indirecta, indicando apellido del/los autor/es, año de publicación y página/s después de dos puntos (cuando corresponda). Usar *et al.* para trabajos escritos por tres o más autores. Al transcribirse parte de un texto es obligatoria la referencia a la página original. Cuando se citen varias referencias bibliográficas juntas en el texto, se deberá ordenarlas cronológicamente. Se evitará utilizar expresiones como «*op. cit.*», «*ibid.*», «*vide supra.*», etc.

Las **Conclusiones** constituirán la finalización del trabajo, e incluirán nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis o hallazgos significativos. No deben ser simplemente un sumario de lo tratado.

#### Obras consultadas

La lista de las obras citadas en el texto irá al final del trabajo bajo el título **Trabajos citados en el texto**. Debe prestarse especial cuidado al formato, orden y puntuación, según los ejemplos listados más abajo. No subrayar ninguna parte de la lista bibliográfica. La lista irá dispuesta por orden alfabético de autores y por orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más de éstas últimas están publicadas en el mismo año se distinguirán por las letras a, b, c, etc.

Para referencias a publicaciones escritas por más de dos autores, en el texto se usará el nombre del primer autor seguido por *et al.*, pero en la lista bibliográfica se deben mencionar todos los co-autores. En la lista bibliográfica grupos de dos autores aparecen antes que grupos de tres o más; en todos los casos el orden alfabético por autores tiene prioridad sobre la fecha.

El apellido de los autores se escribirá completo, con letra inicial mayúscula y el resto en minúscula, seguido por las iniciales de los nombres. Luego de una coma, el nombre de los autores debe ser seguido por el año real de publicación, punto, y el título completo del trabajo.

En artículos aparecidos en revistas periódicas el nombre de la revista se escribirá **completo** a continuación del título del trabajo. Le seguirá: el tomo siempre en números arábigos, el



número o fascículo entre paréntesis, dos puntos, la primera y última página, coma, el número de láminas o figuras fuera del texto, punto. Para artículos aparecidos en congresos se indicará además el lugar de edición.

En el caso de libros, se debe indicar además de los autores y del título, el nombre del editor, número total de páginas y el lugar de edición. Para artículos aparecidos en simposios u otras obras de ese tipo, deberá indicarse el nombre del editor y el título completo de la obra donde está incluido.

Los títulos de los artículos se escribirán siempre en su idioma original, no se aceptarán traducciones de los mismos, a menos que el original la incluya. Las referencias en caracteres no latinos deben ser transliteradas (siguiendo las normas internacionales) y el idioma original debe ser indicado al final entre paréntesis.

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

La lista bibliográfica podrá incluir trabajos «en prensa», pero solamente se listarán así aquellos **aceptados** para publicación, indicando la revista y si es posible el volumen. Los trabajos en preparación podrán ser referidos en el texto como «comunicación personal». Referencias a comunicaciones personales o trabajos en preparación deben ser hechas solamente en el texto, con indicación del año en que fueron realizadas, pero no se incluirán en la lista bibliográfica.

Se recomienda controlar cuidadosamente la lista bibliográfica y el texto, de manera tal que toda cita en el texto tenga su correspondiente referencia bibliográfica y que toda referencia se encuentre citada por lo menos una vez en el texto. También se cuidará que los nombres de los autores y los años de publicación se encuentren escritos de igual manera en el texto y en las referencias.

#### *Ejemplos*

- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos. *Revista de Ciencias Geológicas del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia*, 2: 1-544.
- 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 Fernández Lima, J. C., 1980. Reseña de los ciclos metalogenéticos de la República Argentina. En: Turner, J. C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 2, pp. 1603-1640. 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 2ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 (= Acta Geológica Lilloana, 5): 1-18. Tucumán.
- Angelelli, V., Gordillo, C., de Benyacar, M.R.A. y de Abeledo, M.E.J., 1968. Sanjuanita, un nuevo fosfosulfato de aluminio. *Actas 3ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 183-190. Buenos Aires.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. *Código Argentino de Estratigrafía*. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complemen-

taria, 20: 1-64.

- CriadoRoque, 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.
- Okuneva, T. M., Titova, M. V. y Favorskaya, T. A., 1992. Atlas rukovodyashchik grupp fauny Mezozoya Yuga y Vostoka SSSR. *Trudy Geologicheskij Institut imeni A. P. Karpinskogo (novaya seriya)*, 350: 1-376. «Nedra», San Petersburgo.
- Vörös, A., 1972 [Lower Middle Jurassic Formations of the Villány Mountains.] *Földtani Közönlöny, Bulletin of the Hungarian Geological Society*, 102 (1): 12-28. (En Húngaro)

#### **Sobre las ilustraciones**

El material gráfico se presentará como figuras y tablas. Las ilustraciones son muy importantes en trabajos geológicos, por lo que se debe poner especial cuidado en su preparación. Se recuerda que las figuras simples y claras son más efectivas y fáciles de estudiar por el lector. Los editores no aceptarán para su publicación originales de baja calidad gráfica y podrán requerir de los autores la presentación de mejores ilustraciones originales.

Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18 x 23 cm. Pueden presentarse ilustraciones de mayor tamaño conservando estas proporciones para su reducción pero no se aceptarán originales de más del doble que el tamaño de la caja.

Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada seis páginas de manuscrito. Los editores podrán solicitar la reducción de la cantidad de ilustraciones si consideran que no todas ellas son necesarias, o si dos o más ilustraciones pueden reunirse en una para ahorrar espacio. Se recomienda disponer los elementos individuales que integran una ilustración de modo tal que no queden grandes espacios sin aprovechar entre los mismos. El costo de impresión de ilustraciones en tamaños mayores que el de caja o de ilustraciones en color correrá enteramente a cargo de los autores.

Todas las ilustraciones llevarán escrito con lápiz en el dorso el número correspondiente, nombre de los autores y título abreviado del trabajo. Se ruega no plegar los originales de las ilustraciones al enviar el manuscrito. En el caso de ilustraciones más pequeñas que el tamaño de caja, deben montarse individualmente sobre cartulina tamaño A4 o carta.

Todas las ilustraciones deberán ser **originales**. Los autores que deseen, como excepción, incluir material ya publicado deberán ajustarse estrictamente a lo expresado en la sección «Reproducciones» de esta nota.

Se prestará atención a que todas las ilustraciones se

encuentren mencionadas en el texto donde corresponda. Los autores podrán indicar con lápiz sobre los márgenes del texto la posición aproximada en que desean aparezcan las figuras y tablas.

### Figuras

Los dibujos, diagramas y fotografías serán considerados como «figuras» en todos los casos y deberán numerarse correlativamente con números arábigos de acuerdo a su aparición en citas del texto. Se citarán en el manuscrito como «Fig.».

Se recomienda agrupar las figuras en conjuntos dentro de los límites de la caja, evitando su dispersión en el texto, de manera tal que tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el ancho de una columna de texto (8,5 cm). No se deben mezclar dibujos y fotografías en una misma figura. En figuras compuestas, la identificación de los elementos individuales se hará correlativamente, en lo posible de izquierda a derecha y de arriba a abajo, mediante letras minúsculas.

Los dibujos lineales deberán ser confeccionados en tinta china indeleble. Sólo se aceptarán ilustraciones producidas por computadoras cuando la calidad del trazo sea equivalente al producido por dibujo. Se podrán presentar copias fotográficas de los mismos (no fotocopias comunes) en lugar de los originales si las mismas presentan máximo contraste. Se tendrá en cuenta el tamaño final de publicación para espaciar adecuadamente las trazas, letras, etc. y para elegir el ancho de los trazos. Se recomienda no utilizar rastras grises ni muy densas. No se aceptarán leyendas manuscritas. En todos los planos, mapas y perfiles se incluirá una escala gráfica y la orientación geográfica. Los valores de latitud y longitud deben ser ubicados dentro del encuadre del mapa.

Las fotografías deberán ser de buena calidad, presentar buen contraste pero no excesivo y estar perfectamente en foco. Se recuerda a los autores que las fotografías publicadas no pueden ser de mejor calidad que los originales presentados. Las fotografías deben estar copiadas en blanco y negro sobre papel brillante y no se aceptarán originales en colores para su reproducción en blanco y negro. En fotografías paleontológicas se seguirá la convención de iluminar cada ejemplar desde el ángulo superior izquierdo. Se evitarán fotografías defectuosas debido a negativos sucios o rayados. Todas las fotografías individuales que se reúnan en una figura deberán poseer un contraste y tono similares entre sí. Al montar las fotografías individuales se debe utilizar como base un cartón perfectamente blanco y adherirlas con un adhesivo que no sea a base de agua. Se tratará de disponerlas tan próximas unas de otras como sea razonablemente posible, pero sin tocarse. En el caso de fotografías rectangulares se deberá poner especial cuidado en que los bordes sean paralelos entre sí y a los de la caja. Cada figura fotográfica llevará una escala gráfica o indicación de aumento al tamaño final de publicación en la leyenda. Cada figura fotográfica deberá ser protegida por un papel transparente fijo al margen superior de la misma.

### Leyendas de figuras

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto, y no como parte de cada ilustración. Deberán ser claras y breves. En fotografías geológicas de detalle debe indicarse el tamaño de algún elemento de referencia. En fotografías paleontológicas se indicará el nombre de cada ejemplar, su número de colección, la localidad, nivel estratigráfico y el aumento final de publicación (salvo que las mismas lleven una escala gráfica individual).

### Tablas

Las tablas se entregarán en hojas separadas. Tendrán como máximo el tamaño de caja. Serán numeradas correlativamente con números arábigos y encabezadas por un breve título. Se referirán en el texto como «Tabla». Se podrán presentar escritas a máquina para su composición o, preferiblemente, ya dibujadas o compuestas para su reproducción directa. En lo posible se tratará que puedan leerse sin tener que girar 90° la revista.

Sólo en casos excepcionales se aceptarán tablas con datos no procesados (de medidas, por ejemplo) que puedan ser adaptados para su inclusión en texto corrido o representados gráficamente de otra manera. Se deben verificar los totales de las columnas sumables, y recordar que los decimales se separan de los enteros mediante coma si el texto está escrito en castellano y mediante punto si lo está en inglés. La leyenda de cada tabla se colocará inmediatamente arriba de ésta y en la misma página.

### Clasificación de los artículos

Los artículos recibidos se clasificarán y tratarán de la siguiente manera:

- a) *Artículos normales*: La extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas. Estos artículos serán publicados en lo posible en orden de aceptación. El período de tiempo entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en lista de espera. La publicación del trabajo podrá verse demorada si la adecuación de la calidad técnica del manuscrito requiriera esfuerzos excepcionales por parte de los editores o los árbitros.
- b) *Notas breves*: Artículos cortos, con menos de seis páginas, con una figura como máximo y sin resumen.
- c) *Artículos extensos*: Artículos de mayor extensión que los normales no podrán, en principio, ser considerados para su publicación en la Revista. Los editores podrán, según el caso, recomendar a los autores la división de un artículo de este tipo en partes. Casos excepcionales serán considerados por la Comisión Directiva para su publicación en la Revista, o se podrá recomendar su publicación completa en otro órgano de publicación de la Asociación.

### Pruebas y separados

La Subcomisión de Publicaciones actuará como nexo entre los autores y la imprenta en todo lo relativo a pruebas y separados. Los autores recibirán para su corrección un juego de pruebas. La finalidad de las pruebas es la de corregir errores de impresión y no la de alterar la redacción del trabajo o hacer agregados. Los gastos que se originen por cualquier modificación no presente en el manuscrito original correrán por cuenta de los autores. Si las pruebas corregidas no son recibidas por la Subcomisión de Publicaciones en el lapso de dos semanas de su envío a los autores, la Subcomisión de Publicaciones se hará cargo de la corrección.

Junto con las pruebas, el autor recibirá un formulario de pedido de separados, el que incluirá el número de separados que se entregarán sin cargo, el costo de los separados extras y el de todo otro gasto a pagar por el autor (exceso de ilustraciones, figuras o tablas desplegadas, gastos de correcciones extras). Todos estos deberán abonarse **antes** de la impresión del trabajo.

### Reproducciones

Los autores que deseen incluir en sus artículos a publicar en la Revista de la Asociación Geológica Argentina reproducciones de figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, son responsables de obtener permiso escrito de quien corresponda a tal efecto. El original de este permiso deberá adjuntarse al presentar el manuscrito. Bajo ningún concepto se aceptarán trabajos que incluyan material de este tipo con la sola indicación de «Tomado de ...» o «Según...». Expresiones como «Adaptado de...» o «Modificado de...» deben reservarse a ilustraciones que hayan sido apreciablemente modificadas con aportes originales.

Los derechos de autor que se devenguen de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación. Las solicitudes de permiso para reproducir total o parcialmente artículos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina deben ser dirigidas a la dirección indicada en «Entrega del manuscrito». La Subcomisión de Publicaciones con aprobación de la Comisión Directiva normalmente permitirá a los autores la reproducción ulterior de partes de sus propios artículos y para otorgar permisos a terceros se requerirá el consentimiento de los autores.

Edición realizada por LASER PACIFIC  
6 N° 667 - Loc. 13 Gal. Apolo (1900) La Plata.  
Impreso en los Talleres del Instituto  
Salesiano de Artes Gráficas.  
Se terminó de imprimir el 30 de marzo de 1993.

## 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 adecúen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

### Presentación del manuscrito

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

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones  
**Asociación Geológica Argentina**  
Maipú 645, 1º piso 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 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18, Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melchue, 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

Se entregarán sin cargo 25 separados de cada artículo publicado. Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

### Costos a pagar por el autor

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

### Autores

Por lo menos uno de los autores de cada artículo publicado deberá ser Socio de la Asociación Geológica Argentina.



**Rev.Asoc.Geol.Argent.**

Tomo 47, N° 1

**CONTENIDO**

<b>Gallisky, M.A. y Lomniczi de Upton, I.</b> Sideronatrita de Mina Santa Bárbara, Provincia de Jujuy. <i>Sideronatrite from Santa Barbara Mine, Jujuy Province.</i>	<b>3</b>
<b>Macellari, C.E.</b> Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. <i>Sedimentary petrology of Upper Cretaceous-Lower Tertiary from Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula.</i>	<b>9</b>
<b>Di Paola, E. y Rivarola, D.L.</b> Formación San Roque: complejo fanglomerádico-fluvial terciario, sur de la Sierra de San Luis. <i>San Roque Formation: Tertiary fanglomeradic-fluvial complex, southern Sierra de San Luis.</i>	<b>23</b>
<b>Aguirre, M.L.</b> Caracterización faunística del Cuaternario marino del noreste de la Provincia de Buenos Aires. <i>Faunistic characterization of marine Quaternary deposits of northeastern Buenos Aires Province.</i>	<b>31</b>
<b>Gregori, D.A. y Bjerg, E.A.</b> Los depósitos de talco del distrito minero Salamanca, Provincia de Mendoza. <i>Talc deposits from the Salamanca Mine District, Mendoza Province.</i>	<b>55</b>
<b>Limarino, C.O. y Cesari, S.N.</b> Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). <i>Stratigraphic position of Cortaderas Formation and definition of Angualasto Group (Lower Carboniferous, San Juan, Precordillera).</i>	<b>61</b>
<b>Manassero, M.J. y Merodio, J.C.</b> Geoquímica de sedimentitas silicoclásticas cretácicas superiores y terciarias inferiores de la Cuenca Austral argentina: procedencia y ambiente tectónico. <i>Geochemistry of Upper Cretaceous-Lower Tertiary siliciclastic sediments from the Argentine Austral Basin: provenance and tectonic setting.</i>	<b>73</b>
<b>Legarreta, L., Kokogian, D.A. y Dellapé, D.A.</b> Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica? <i>Tertiary structure of the Cuyan Basin: how much tectonic inversion?</i>	<b>83</b>
<b>Lopez de Luchi, M., Spikermann, J.P., Strelin, J.A. y Morelli, J.</b> Geología y petrología de los plutones de la Tapera de Burgos, Arroyo El Rápido y Cerro Caquel, Departamento Languiñeo, Provincia del Chubut. <i>Geology and petrology of the plutons of Tapera de Burgos, Arroyo El Rápido and Arroyo Caquel, Languiñeo Department, Chubut Province.</i>	<b>87</b>
<b>Astini, R.A. y Piovano, E.L.</b> Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. <i>Terrigenous platform facies from the Silurian of San Juan Precordillera.</i>	<b>99</b>
Notas breves	
<b>Di Paola, E.C. y González, M.</b> Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis. <i>Silicophytolites in Tertiary-Pleistocene continental sequences, San Luis Province.</i>	<b>111</b>
<b>Bertolino, S.R.A. y Murray, H.H.</b> La Mina Eureka (Provincia de Córdoba): un depósito excepcional de illita. <i>Eureka Mine (Córdoba Province): an exceptional illite deposit.</i>	<b>113</b>
<b>Cortés, J.M.</b> Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. <i>Pillow lavas in Ciénaga del Medio Group, northwestern Precordillera of Mendoza.</i>	<b>115</b>
Comentarios de actualidad	<b>119</b>
Reglamento para las Publicaciones	<b>121</b>
Normas para la presentación de manuscritos	<b>124</b>

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