

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XLIII - Nº 4**  
**Octubre - Diciembre**  
**Buenos Aires 1988**

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

**COMISION DIRECTIVA (1987-1989)**

Presidente: Dr. Héctor A. Leanza  
Vicepresidente: Dr. Miguel A. Uliana  
Secretario: Dr. Ricardo Varela  
Tesorero: Lic. Luis A. Fauque

Vocales Suplentes:  
Lic. Roberto R. Kokot  
Dr. Sergio Matheos  
Lic. Ana María Sato

Vocales:  
Dr. Jorge O. Codignotto  
Lic. Adelma Bayarsky  
Lic. Luis Grieco

Director de la Revista: Dr. Francisco E. Nullo

Coordinador de Publicaciones: Jorge O. Codignotto

**COMITE EDITORIAL**

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Ing. Victorio Angelelli, 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 J. Llambías, Dr. Norberto Malumian, 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

*Miembros Honorarios*

Dr. Pablo Groeber †  
Dr. Juan Keidel †  
Dr. Joaquín Frenguelli †  
Dr. Franco Pastore †  
Dr. Angel V. Borrello †  
Dra. Edelmira Mórtoła †  
Dr. Armando F. Leanza †  
Dr. Horacio J. Harrington †  
Dr. Jorge Polanski †  
Dr. Carlos Storni †  
Dr. Richard Foster Flint †  
Dr. Osvaldo Braccacini †  
Dr. Percy Quensel †  
Dr. Juan C. M. Turner †  
Dr. Carlos Gordillo †  
Ing. Daniel A. Valencio †  
Dr. Emiliano Aparicio †  
Dr. Pedro Criado Roque †  
Dr. Raúl N. Dessanti †

Dr. Alberto Mingramm  
Dr. Bernabé J. Quartino  
Dr. Edgardo Roller  
Dr. Pedro Stipanovic  
Dr. Marcelo Yrigoyen  
Dr. Félix González Bonorino  
Ing. Victorio Angelelli  
Dr. Horacio Camacho  
Dra. Pierina Pasotti  
Dr. Enrique de Alba  
Dr. Mario E. Teruggi  
Dr. Roberto L. Caminos  
Dr. Enrique Linares  
Dr. Rosendo Pascual  
Dr. Juvenal J. Zambrano  
Dr. Alfredo J. Cuerda  
Dr. Carmelo I. De Ferraris  
Dr. Francisco Fidalgo  
Dr. Emilio González Díaz  
Dr. Juan C. Riggi

*Miembros Correspondientes*

Dr. Arnoldo Heim †  
Dr. Luciano Jacques de Moraes †  
Dr. Abel Herrero Ducloux †  
Ing. Jorge Muñoz Cristi †  
Dr. Enrique Certh †  
Dr. Rodolfo Méndez Alzola †

Dr. Guillermo Zuloaga  
Ing. Héctor Flores Williams  
Ing. Carlos Ruiz Fuller  
Dr. Umberto Cordani  
Dr. Jean Claude Vicente  
Dr. Ian Dalziel

**MIEMBROS BENEFACTORES Y PROTECTORES**

Comisión Nacional de Energía Atómica  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas  
Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires  
Yacimientos Petrolíferos Fiscales  
Gas del Estado  
Quitral-Co S.A.I.C.  
Total Austral S.A.  
Shell Hydrocarbons S.V.  
Agua y Energía Eléctrica Soc. del Estado  
Argentina Cities Services Exploration, Inc.  
Bridas S.A.P.I.C.

Dirección General de Fabricaciones Militares  
Dresser Atlas Argentina S.A.M.P.I.C.  
Compañía de Investigaciones Geofísicas (Proc. Schlumberger) S.A.  
Esso S.A. Petrolera Argentina  
Compañía Minera TEA  
Geomater S.A.  
APCO Argentina Inc.  
INVAP. S.A.  
Pluspetrol S.A.  
Techint S.A.C.I.  
Amoco Argentina Oh. Co.

# GEOLOGIA DEL CUATERNARIO EN LA CONFLUENCIA DE LOS RIOS CALCHAQUI Y SANTA MARIA (SALTA)

Eduardo Felipe Gallardo

## RESUMEN

Se estudia la geología del Cuaternario del tramo superior del río Las Conchas, provincia de Salta.

En base a las características litológicas y estratigráficas de los perfiles geológicos relevados, el Cuaternario ha sido subdividido en las siguientes unidades formacionales que en orden ascendente de edad son: Formación El Fraile (conglomerados), Formación Paso de La Piedra (conglomerados pardo rojizos y conglomerados), Formación El Paso (limos y arcillas pardo claros) y Formación Animaná (conglomerados pardo claros con niveles lenticulares de tobas).

Sobre el flanco occidental del cerro El Zorrito se encuentra la fosa La Bajada, delimitada por las fallas inversas de Los Castillos (al oriente) y Corralito (al occidente). Las fallas inversas, de rumbo noroeste-sureste, fueron generadas por fuerzas de carácter compresivo y ponen en contacto a las sedimentitas de las formaciones Animaná, El Paso y terciarias con depósitos pefíticos recientes.

Se ofrece una reconstrucción de los acontecimientos geológicos ocurridos durante el Cuaternario en la región estudiada.

## ABSTRACT

Based on geological studies near the confluence of the Calchaqui and Santa María Rivers, the Cuaternary can be divided into El Fraile Formation (conglomerates) Paso de La Piedra Formation (brownish red conglomerates and fanglomerates), El Paso Formation (light brown lacustrine sediments) and Animaná Formation (pale red-dish brown conglomerates with lenticular tuff horizons).

The Bajada graben, located at the western flank of Cerro El Zorrito, is bounded by reverse faults, called Los Castillos (at the east) and Corralito (at the west). These faults have NO-SE strike; they are due compressive stress and juxtapose the Animaná, El Paso and Tertiary Formations with the later accumulations.

Finally, we describe the geological history of the area during the Cuaternary.

## INTRODUCCION

El motivo de este trabajo es dar a conocer la estratigrafía y la estructura de los depósitos cuaternarios del tramo superior del río Las Conchas flanco sudoccidental de la Cordillera Oriental (Turner y Mon, 1979).

La región de estudio, confluencia de los ríos Santa María y Calchaquí, cubre una superficie aproximada de 500 km<sup>2</sup> y se encuentra ubicada en el noroeste de la República Argentina, porción austral de la provincia de Salta, departamento de Cafayate (figura 2).

La mayoría de los trabajos, regionales y detallados, referidos a la geología de la co-

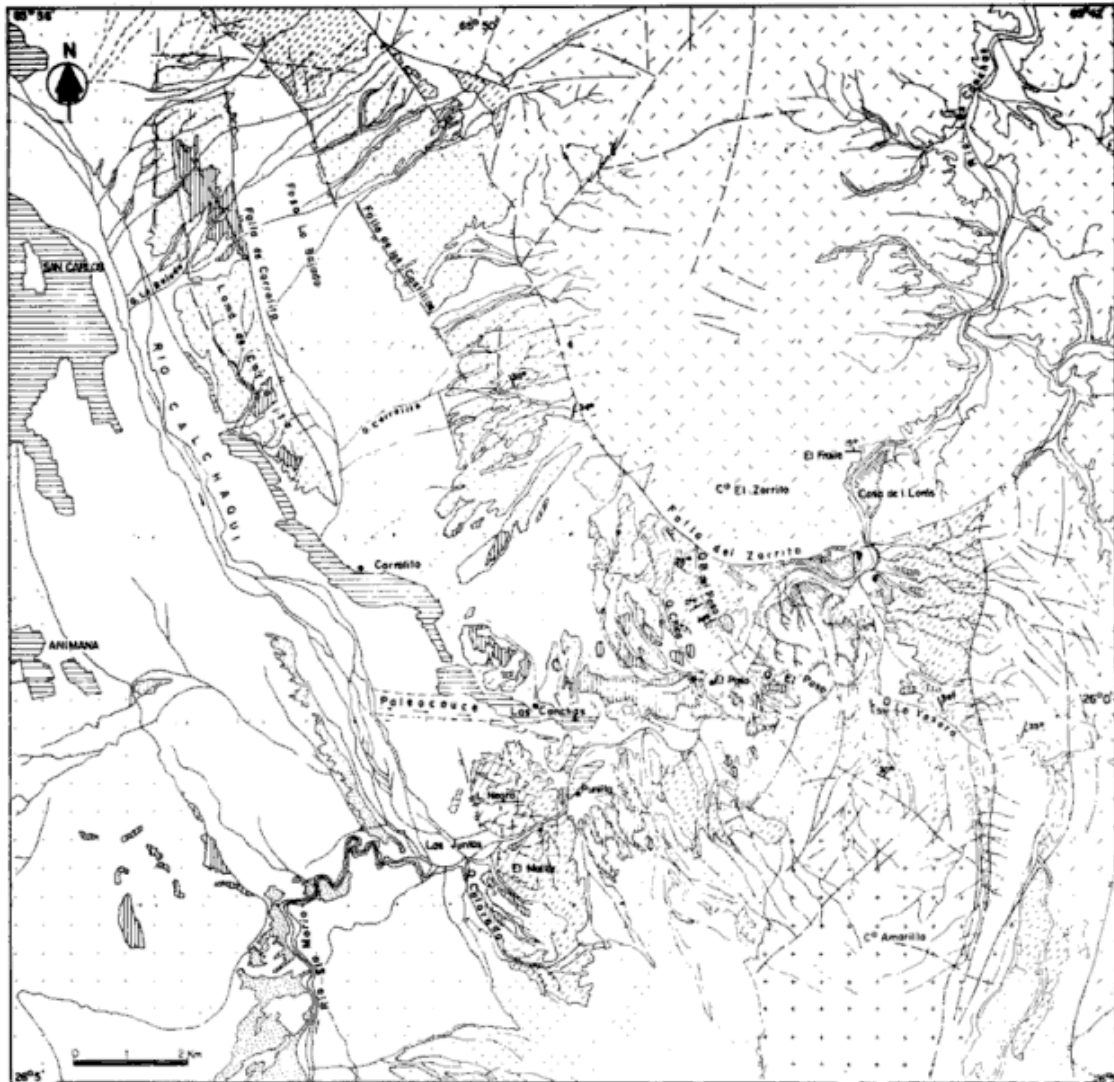
marca están dedicados al estudio del basamento precámbrico-eopaleozoico y de las sedimentitas cretácico-terciarias. A veces, incluyen breves descripciones de algunos aspectos de la cubierta sedimentaria cuaternaria.

Frenguelli (1936) describe una secuencia estratigráfica cuaternaria del curso superior del río Las Conchas y confluencia de los valles Calchaquí y Santa María y establece una cronología preliminar de los acontecimientos que condicionaron la sedimentación. También García (1957) y Vilela y García (1978) han realizado aportes interesantes de las unidades estratigráficas cuaternarias del tramo superior del río Las Conchas. Posteriormente Valencia y Lago (1970) y Strec-

This One



BG75-J8Z-RL6S



GEOLOGIA DEL CUATERNARIO EN LA CONFLUENCIA DE LOS RIOS CALCHAQUI Y SANTA MARIA (Salta)

EDUARDO F. GALLARDO, 1986

FIG. 1

REFERENCIAS

- |  |  |                                 |
|--|--|---------------------------------|
|  | CULTIVOS                                     |                                 |
|  | DEPOSITOS DE CAUCE                           |                                 |
|  | DEPOSITOS RECENTES                           | a.- Colinas<br>b.- Pie de Monte |
|  | FORMACION ANIMANA                            | CUATERNARIO                     |
|  | FORMACION EL PASO                            |                                 |
|  | FORMACION PASO DE LA PIEDRA                  |                                 |
|  | FORMACION EL FRAILE                          |                                 |
|  | TERCIARIO INDEFERENCIADO                     |                                 |
|  | CRETACICO SUBGRUPO PIRGUA                    |                                 |
|  | PRECAMBRICO EOPALEOZOICO                     |                                 |
|  | FALLA PRINCIPAL CON INDICACION DE LABIO BAJO |                                 |
|  | FALLAS SECUNDARIAS                           |                                 |
|  | CONTACTO GEOLOGICO                           |                                 |
|  | RUMBO Y BUZAMIENTO                           |                                 |
|  | LOCALIDAD FOSILIFERA                         |                                 |
|  | RED DE DRENAJE                               |                                 |

CROQUIS UBICACION

FIG. 2

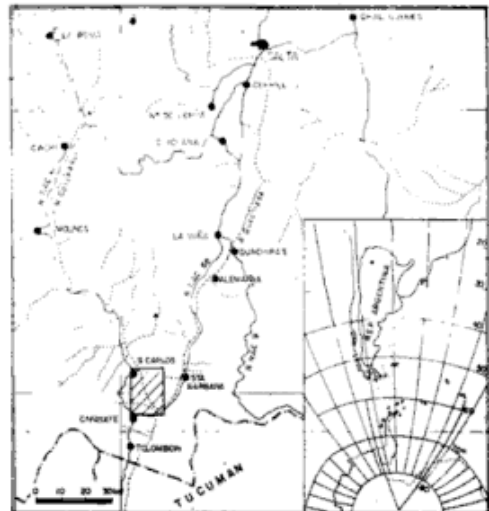


Figura 1: Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María (Salta). Figura 2: Croquis de ubicación.

ker *et al.* (1984) publicaron contribuciones detalladas sobre los suelos del valle Calchaquí y geomorfología del valle de Santa María, respectivamente. Recientemente Torres (1985) realizó un estudio geológico y estratigráfico sobre la ladera occidental del cerro Amarillo y quebrada La Yesera.

## ESTRATIGRAFIA

### Precuaternaria

En la región de estudio afloran unidades del Precámbrico-Eopaleozoico, Cretácico y Terciario. De éstas se describirán brevemente las características litológicas más relevantes.

**Precámbrico-Eopaleozoico:** Con esta denominación se caracterizan a las rocas de bajo a mediano grado de metamorfismo y sus intrusivos, que afloran en ambos flancos del valle Calchaquí. Los afloramientos se disponen en fajas alineadas norte-sur, y están compuestos por pizarras, filitas, esquistos de colores grises oscuros, claros, verdosos y pardos. El basamento metamórfico está intensamente plegado, atravesado por venas de cuarzo e intruido por cuerpos ígneos de dimensiones variables y naturaleza granítica, que se observa en el filo del Paranilla y cumbres del Cajón o de Quilmes. Infrayace en discordancia angular a las sedimentitas del Subgrupo Pirgua y, en los cerros El Mollar y Amarillo, al Subgrupo Santa Bárbara.

**Cretácico superior-Eoterciario:** Grupo Salta. De sus tres Subgrupos (Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara) el intermedio no se encuentra representado en la zona de estudio. El subgrupo basal Pirgua se caracteriza por tener conglomerados polimícticos pardo grisáceos en su base (Formación La Yesera), a los cuales siguen pelitas pardo oscuras (Formación Las Curtiembres) areniscas y areniscas conglomerádicas pardo claras (Formación Los Blanquitos), con intercalaciones de efusiones basálticas en las secciones inferior y media. El subgrupo superior Santa Bárbara está integrado por areniscas y areniscas pelíticas pardo rojizas; el espe-

sor en la loma El Mollar alcanza los 700 m, donde el subgrupo suprayace en discordancia a las rocas metamórficas del basamento.

**Terciario superior:** Grupos Payogastilla y Santa María. El Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983) aflora desde las nacientes de la quebrada Las Conchas hacia el norte (valle Calchaquí). Está constituido por las formaciones Angastaco (areniscas rojas y conglomerados grises), Palo Pintado (areniscas y pelitas, subordinadamente conglomerados) y San Felipe (conglomerados y areniscas principalmente rojizas). En la zona de estudio solamente aflora la Formación basal. El Grupo Santa María aflora desde el filo del Paranilla hacia el sur, y se vincula generalmente por falla al basamento cristalino de las Cumbres Calchaquíes. Sus Formaciones San José, Las Arcas, Chiquimil, Corral Quemado y Yasyamayo (Bossi y Palma, 1982), de espesor considerable, están constituidas por areniscas finas a medianas, arcillosas y conglomerádicas, pelitas y conglomerados gris parduscos. El techo del Grupo está en evidente discordancia de ángulo con los depósitos cuaternarios.

### Cuaternario

El cuadro I muestra las relaciones estratigráficas y litología de las unidades cenozoicas aflorantes en los tramos inferiores de los ríos Calchaquí y Santa María y tramo superior del río Las Conchas. Además se indican las fases diastróficas (Salfity *et al.*, 1984) identificadas hasta el presente.

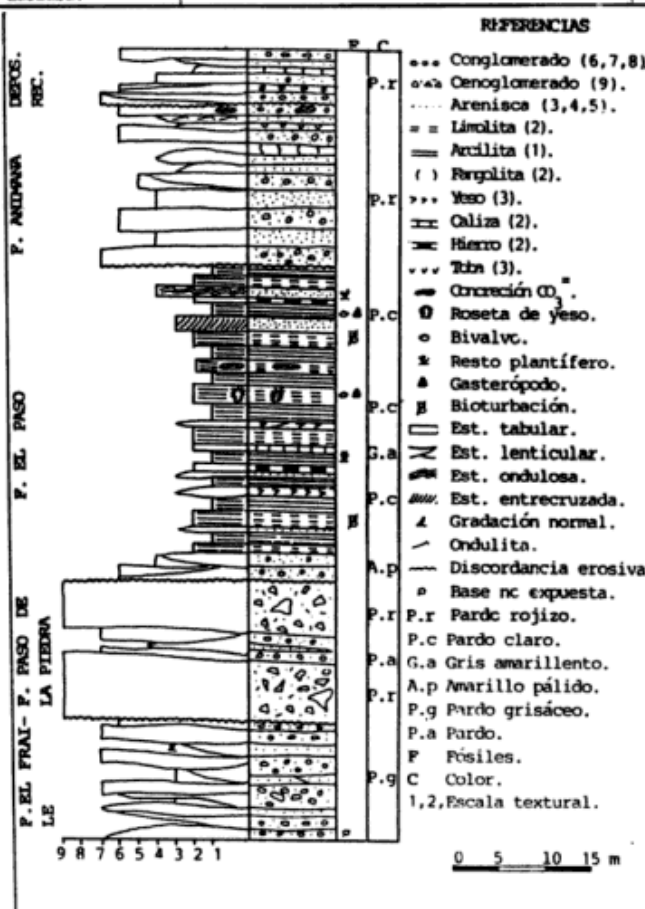
En base a las características litológicas y estratigráficas de los perfiles levantados en las quebradas de La Yesera, El Paso, Colorado, Corralito, La Bajada y tramo superior del río Las Conchas, la columna estratigráfica cuaternaria ha sido dividida en cinco unidades, las que en orden ascendente de edad son: Formación El Fraile, Formación Paso de La Piedra, Formación El Paso, Formación Animaná y Depósitos recientes.

**Formación El Fraile.** En este trabajo se identifica con el nombre de Formación El Fraile a la unidad litológica que Frenguelli

Cuadro I y Columna Estratigráfica del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María

CUADRO I

Era	Periodo	Estratigrafía	Litología	Espesores máximos	Fases Orogénicas	
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	Depósitos recientes	Gravas medianas a finas, pardo rojizas y arenas gris parduscas.	4 m	
			Formación Animaná	Conglomerado pardo rojizo claro, friable a suelto, mal seleccionado, matriz limo-arenosa.	16 m	
			Formación El Paso	Limolitas y arcilitas bandeadas, de color pardo claro, friables, estratificación fina, laminar.	34 m	
			Formación Paso de La Piedra	Conglomerado pardo rojizo, friable, heterométrico.	15 m	
			Formación El Fraile	Conglomerado mediano, pardo grisáceo claro.	12 m	
						Diaguita + 2 m.a.
	TERCIARIO		Grupos Santa María-Payogastilla.	Areniscas, areniscas arcillosas y conglomerádicas; pelitas y conglomerados. Niveles de tobas y calcáreos.		Quecha + 6 m.a. Pehuenche + 18 m.a.
						Incaica + 46 m.a.
		65 m.a.	Subgrupo Santa Bárbara.	Areniscas gruesas a finas, areniscas conglomerádicas con intercalaciones de pelitas arenosas.		



(1936) denominó "Conglomerados verduscos".

La denominación deriva del paraje homónimo ubicado en la margen izquierda del río Las Conchas al pie del flanco oriental del cerro El Zorrillo. El perfil propuesto para esta Formación es el que se observa en la quebrada de Las Conchas en el paraje donde se encuentra la antigua planta de concentración de cobre de la mina El Zorrillo.

Los afloramientos, de dimensiones muy reducidas, se encuentran en la confluencia de las quebradas de Las Conchas y La Yesera y en la margen derecha del tramo inferior de esta última.

Está constituida por conglomerados lenticulares de grano fino a mediano, con algunos clastos que superan el metro de diámetro, provenientes del basamento metamórfico. Litológicamente están compuestos por grauvacas (a veces con venas de cuarzo), cuarcitas, micacitas y filitas de coloración gris verdosa a oscura; en menor proporción se encuentran rodados de granito, cuarzo y areniscas pardo rojizas. La matriz es limo arenosa fina de color pardo claro y el cemento ligeramente calcáreo. Hacia el techo la matriz disminuye y se advierte un evidente predominio de la fracción gruesa donde el esqueleto es clasto soporte.

Se observan intercalaciones lenticulares de hasta 3 m de longitud y 0,15 m de espesor de areniscas finas de color pardo rojizo claro con clastos de cuarzo, micas y líticos, con estructura gradacional y maciza.

La coloración general de esta formación varía de gris claro a pardo grisáceo con tonalidades verdosas dadas por los clastos de la fracción conglomerádica. La imbricación de los rodados indica una proveniencia desde el sudoeste con una dirección de la corriente hacia el nordeste, y son interpretados como depósitos de origen fluvial en facies de canal.

Los espesores medidos en diferentes afloramientos no superan los 12 m de exposición.

Frenguelli (1936) basado en la posición de esta formación la atribuye al Pleistoceno.

García (1957) y Vilela y García (1978) atribuyen a esta formación depósitos ubicados en el flanco occidental del cerro El Zorrillo y le asignan edad cuaternaria inferior pero a nuestro juicio estos depósitos corresponderían a la Formación Animaná de edad cuaternaria superior.

No se conocen registros paleontológicos dentro de esta formación que permitan atribuirle una datación. La base no está expuesta pero de acuerdo a lo observado se considera que constituye la unidad basal del Cuaternario. En coincidencia con Frenguelli (1936) se la asigna al Pleistoceno inferior.

**Formación Paso de La Piedra** (Torres, 1985). Con esta denominación Torres (1985) agrupa a los sedimentos que Frenguelli (1936), García (1957) y Vilela y García (1978) denominaron "Conglomerados pardo rojizos".

Aflora en forma casi continua en una superficie de aproximadamente 3 km<sup>2</sup> en la zona ubicada al pie del flanco meridional del cerro El Zorrillo.

Está constituida por diamicto de grano mediano a grueso con numerosos bloques de hasta 5 m de diámetro, angulosos, constituidos fundamentalmente por conglomerados de la Formación La Yesera, dispuestos en matriz arenosa gruesa a fina.

Los clastos menores, angulosos a subredondeados, están constituidos por rocas del basamento y de conglomerados, areniscas y sabulitas del Subgrupo Pirgua. Los clastos del basamento forman los componentes líticos de los conglomerados de la Formación La Yesera.

La coloración general de estos depósitos es pardo rojiza.

Hacia el sur y hacia el oeste se observa un cambio a facies de conglomerados. En los alrededores de La Punilla la formación está constituida por conglomerados de grano mediano a grueso de color pardo amarillento, clasto soporte, estructura lenticular, mal seleccionado, compuesto por clastos subredondeados de diámetro variable entre 0,03 m y 1,50 m, de pizarras, grauvacas, filitas y granitos.

Esta Formación suprayace mediante discordancia erosiva a la Formación El Fraile (confluencia de las quebradas La Yesera y Las Conchas), o mediante discordancia angular a las sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara y Grupo Santa María en las quebradas La Yesera, El Paso y alrededores de La Punilla. En el flanco meridional del cerro El Zorrillo y en el lugar denominado Casa de Los Loros se asienta discordantemente sobre el Subgrupo Pircua (Formación La Yesera).

No se han encontrado restos fósiles que permitan una datación de esta Formación. Sobre la base de sus relaciones de contacto y en coincidencia con Frenguelli (1936), García (1957) y Vilela y García (1978) se la asigna al Pleistoceno.

**Formación El Paso** (Vilela y García, 1978). Frenguelli (1936) identifica esta unidad como "Limos arenosos pardos claros". García (1957) la denomina Estratos de El Paso. Posteriormente Vilela y García (1978) la denominan como Formación El Paso.

Torres (1985) propone cambiar el nombre de Formación El Paso, empleado por Vilela y García (1978) para los depósitos lacustres aflorantes en el tramo superior de la quebrada Las Conchas, por el de Formación El Mollar en virtud de la sinonimia que aquella guarda con la entidad creada por Mésigas (1953) para ciertos terrenos de edad carbónica ubicados en la Precordillera.

En el presente estudio mantenemos el nombre de Formación El Paso en virtud de que éste se encuentra muy arraigado y fue utilizado por dos autores (Galván, 1981 y Strecker *et al.*, 1984), lo que le daría validez en razón del uso y costumbre mencionado en el artículo 15b del proyecto comentado de código argentino de nomenclatura estratigráfica de Harrington y Turner (1973).

Los afloramientos más conspicuos por su desarrollo horizontal y vertical son los ubicados entre El Paso y el paraje Las Conchas. Afloramientos menores se encuentran en el tramo inicial de la quebrada Las Conchas entre la quebrada La Yesera y La Punilla y en los alrededores de Corralito.

Está integrada por limolitas y arcilitas, con estratificación fina a muy fina bien marcada e interna laminar, friables a medianamente compactadas. Se observan delgadas intercalaciones de areniscas de grano fino, friables a sueltas, con núcleos irregulares y laminares de color ocre; intercalan además láminas de hidróxido de hierro que resaltan por su consistencia y coloración. En la base son frecuentes las intercalaciones lentiformes de areniscas de grano mediano y conglomerados de grano fino. También en la quebrada La Yesera las pelitas gradan lateralmente a facies de conglomerados.

En las pelitas se encontraron capas lenticulares, venas y rosetas de yeso fibroso sinéctico y epigénico que pueden alcanzar los 2 cm de espesor; son indicadores de clima árido y seco en el momento de su deposición. En la quebrada Colorada se encontró en la base de la formación un nivel lenticular de 40 cm de espesor máximo y 25 m de largo, de naturaleza calcáreo-concrecional de origen algal, débilmente cementada, que por sus características morfológicas se asemeja a estromatolitos.

Asimismo en la parte superficial de los afloramientos de esta formación se observan geofomas pseudocársticas, como rasgos de disolución y sumideros, cuyas dimensiones no superan los 5 m de diámetro y los 3 m de profundidad, y carcavamientos incipientes.

La coloración de esta entidad es pardo clara a amarillento con coloraciones rosadas.

Entre las localidades de El Paso y Las Conchas se han encontrado numerosos restos de bivalvos de hasta 5 mm de longitud y 2 mm de espesor y de gasterópodos de conchillas planas horizontales. Son moluscos de agua dulce, de conchillas muy frágiles, delgadas y en mal estado de conservación. También son abundantes los restos macerados de plantas y trazas de invertebrados.

De acuerdo a las determinaciones de Frenguelli (1936) los moluscos pertenecerían a las especies vivientes *Planorbis peregrinum* d'Orb. y *Sphaerium argentinum* d'Orb. y los restos vegetales pertenecerían posiblemente a Ciparáceas.



Los elementos de esta Formación sobreyacen en discordancia erosiva a los de la Formación Paso de La Piedra. El contacto entre ambas unidades es fácilmente reconocible debido a las diferencias tanto litológicas como de coloración que estas unidades presentan.

Donde la Formación El Fraile está ausente, entre Los Castillos y la quebrada El Paso, los sedimentos de la Formación El Paso se disponen en forma discordante sobre los correspondientes al Subgrupo Santa Bárbara o sobre los esquistos del basamento Precámbrico de la loma El Mollar.

Los espesores totales de esta unidad varían entre 3 y 34 metros.

Los restos fósiles hallados no son indicativos para su datación. Por sus relaciones de contacto se la asigna con reservas al Pleistoceno.

Las pelitas laminadas corresponden a depósitos acumulados en un pequeño lago de baja salinidad, de escasa profundidad que ocupaba las partes deprimidas. Las concreciones carbonáticas, las rosetas, venas y láminas de yeso fibroso, señalan condiciones temporales de una mayor evaporación en el cuerpo de agua.

**Formación Animaná.** La denominación de Formación Animaná es adoptada en este trabajo para identificar a la unidad litológica superpuesta a la Formación El Paso. El nombre proviene de la localidad homónima, ubicada sobre la margen derecha del río Calchaquí, al oriente de la sierra del Cajón o de Quilmes.

Sus afloramientos cubren una superficie aproximada de 50 km<sup>2</sup> y se encuentran restringidos a los tramos superior del río Las Conchas e inferiores de los ríos Calchaquí y Santa María.

En la sección tipo, ubicada al nordeste de La Punilla sobre el flanco occidental del filo de Paranilla, la Formación está integrada por un conglomerado de grano fino a mediano, friable a suelto; algunos rodados superan los 50 cm de diámetro máximo.

Los clastos de formas variadas, subredondeados, son de granito, cuarzo, feldespatos

de tonos rojizos y en menor proporción de rocas metamórficas gris oscuras, areniscas y conglomerados. Se intercalan niveles lenticulares de arena y arena conglomerádica, cuarzosas, con matriz limosa y además de 2 niveles lenticulares finos, macizos, de polvo volcánico blanco amarillento. El color del conjunto es pardo rojizo.

Los depósitos conglomerádicos pardo rojizos a pardo grisáceos, que cubren el flanco occidental del cerro El Zorrito poseen características sedimentológicas similares a los ya descritos, pero difieren de éstos en composición. Ellos están integrados por rodados de areniscas y conglomerados pardo rojizos, basaltos amigdaloides grises del Subgrupo Pirgua, rocas del basamento metamórfico gris oscuras, cuarzos y algunos rodados de granito; la matriz es arena fina a sabulítica con cemento carbonático.

En La Punilla, cerca del techo de la unidad la grava está cementada por carbonato de calcio en forma de núcleos irregulares, blanquecinos, que no superan los 40 cm de diámetro. Hacia el nordeste de la localidad de Corralito se observaron rodados recubiertos por una delgada película de carbonato de calcio.

Los espesores parciales de la Formación varían desde 1 m hasta algo más de 16 metros.

Se apoya mediante discordancia erosiva sobre la Formación El Paso. También se asienta discordantemente sobre distintas unidades del Terciario.

El depósito es de ambiente fluvial y es propio de conos aluviales que integran pie de montes.

La ausencia de fósiles impide establecer su edad con exactitud, no obstante se la asigna en forma tentativa al Pleistoceno.

**Depósitos Recientes.** El Cuaternario Superior está representado por depósitos terrazados, eólicos, acumulaciones de faldeo y depósitos de cauce.

Los depósitos terrazados, de extensión y grado de preservación variable, están vinculados a los cauces de los colectores principales y sus afluentes. Están constituidos por

sedimentos cuya granulometría varía entre la grava y la arena conglomerádica, con intercalaciones lenticulares de material más fino.

Los depósitos eólicos corresponden fundamentalmente a las dunas que se encuentran, en forma discontinua, hacia el occidente de los cauces de los ríos Santa María y Calchaquí, entre las localidades de Animaná en el norte y Tolombón en el sur. Estas acumulaciones que cubren una superficie aproximada de 10 km<sup>2</sup> están constituidas por arenas grises parduscas, de grano fino a mediano, integradas por granos de cuarzo, feldespato y abundante moscovita; la matriz es limosa castaña clara.

Las acumulaciones de conos aluviales, abanicos de deyección, caídas de detritos y diamictos en general se acumulan al pie de los cordones montañosos. En términos generales la granulometría de estos depósitos disminuye progresivamente desde gravas en las partes apicales a arenas limosas en las partes distales.

Los pie de montes o bajadas más importantes por su desarrollo y extensión son los que se adosan a la vertiente oriental de la sierra de Quilmes o del Cajón; estos se encuentran relacionados con importantes quebradas (no representadas en la figura 1) como las de Tolombón, San Antonio, Yacochuya y San Lucas. Los depósitos de los pie de montes o bajadas se extienden desde el pie oriental de la sierra de Quilmes hasta las adyacencias de los cauces de los ríos Santa María y Calchaquí; están integrados por clastos de gneis, granitos, granodioritas, pizarras, pegmatitas, cuarzo y feldespatos.

Por último se mencionan todos los sedimentos acumulados en los cauces de los ríos y arroyos que surcan la comarca, los cuales se caracterizan por su pobre selección y composición heterogénea (en función de las áreas de aporte).

### NEOTECTONICA

En el pie occidental del cerro El Zorrillo existen rasgos estructurales atribuibles a la neotectónica. Allí se han identificado la fa-

lla de Los Castillos, la fosa La Bajada, la falla de Corralito. Es posible distinguir lineamientos en fotografías aéreas, pero ellos tienen manifestación superficial muy pobre o nula. En las adyacencias de las mencionadas estructuras se han advertido dislocaciones y fenómenos de fuerte basculamiento de la Formación El Paso; se hace notar que éstas, cuando no están disturbadas yacen en forma horizontal, lo que ocurre en la mayoría de los afloramientos.

La falla de Los Castillos converge con la falla de Corralito al noroeste de la quebrada de La Bajada y se prolonga hacia el sur de dicha quebrada a lo largo de 7 km con dirección noroeste-sureste; ella delimita el borde oriental de la fosa La Bajada. Esta falla inversa, cuya superficie buza hacia el oriente, pone en contacto a las sedimentitas de la Formación Animaná, Formación El Paso y terciarias con las pséfitas más recientes (acumulaciones de faldeo).

Entre las fallas de Corralito y Los Castillos queda delimitada una pequeña fosa tectónica denominada La Bajada, la cual está rellena por las acumulaciones de faldeo. La fosa está limitada por dos fallas inversas hacia el este, la falla de Los Castillos ya mencionada, y hacia el oeste la falla de Corralito cuyo plano tiene inclinación al oeste. La fosa presenta una relación largancho de 2,5:1 y rumbo noroeste-sureste. El descenso respecto de los pilares representa un rechazo del orden de algunos metros aproximadamente. Esta pequeña fosa al igual que la fosa del valle Calchaquí, fue generada por fallas inversas y presenta pendiente hacia el sudeste, lo que queda testimoniado por la red de drenaje.

La falla de Corralito tiene buena expresión morfológica al noroeste de la localidad homónima, desde donde se prolonga hacia el norte con rumbo submeridiano a lo largo de 9 km; su plano de falla buza hacia el oeste. Delimita el borde occidental de la fosa La Bajada y al igual que la falla de Los Castillos pone en contacto las Formaciones El Paso y Animaná con depósitos de faldeo.

Esta falla presenta un rechazo creciente de norte a sur. En el área ubicada al norte

de la quebrada La Bajada el drenaje proveniente del nacimiento fue capaz de vencer el resalto topográfico y cortar transversalmente la lomada de Corralito. Desde la quebrada La Bajada hacia el sur el resalto topográfico es conspicuo y el drenaje no pudo salvarlo, por lo que en las inmediaciones del plano de falla los cursos cambian abruptamente el rumbo desplazándose hacia el sur hasta donde pierde altura la lomada; desde allí nuevamente se desvían hacia el oeste hasta alcanzar su nivel de base en el río Calchaquí.

### **HISTORIA GEOLOGICA CUATERNARIA**

Como consecuencia de los movimientos de empuje de la fase Diaguita -ocurridos probablemente durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano- las sedimentitas terciarias de la región fueron plegadas, fracturadas y elevadas. Posteriormente cuando los efectos de la fase Diaguita culminaron, sobrevino un período de erosión y comenzaron a desarrollarse las cuencas cuaternarias donde se acumularon los sedimentos post-diaguiticos; éstos cubren en discordancia angular a los depósitos terciarios.

La historia geológica cuaternaria en el tramo superior de la quebrada Las Conchas -en la que imperó un régimen totalmente continental con importantes episodios sedimentarios y tectónicos- comienza con la depositación de los sedimentos fluviales conglomerádico-arenosos de la Formación El Fraile.

Con posterioridad a la depositación de ésta se habría producido una reactivación de la falla El Zorrillo -antigua zona de fracturación que corre al pie del cerro homónimo, reactivada por la fase Diaguita en el período Terciario- la que provocó un nuevo ascenso del cerro El Zorrillo y dió lugar a una escarpa de falla abrupta. Como consecuencia de la inestabilidad de la escarpa se produjeron deslizamientos de grandes masas rocosas procedentes de los afloramientos de Subgrupo Pirgua que originaron dia-

mictos; éstos fueron asignados a la Formación Paso de La Piedra.

Estos diamictos que se caracterizan por una distribución reducida y falta de selección de sus componentes, produjeron una interrupción del drenaje del tramo superior del río Las Conchas, que ya desde entonces se dirigía hacia el noreste. Con este proceso se genera en la comarca una cuenca lacustre de agua dulce, que se habría extendido aproximadamente desde la quebrada La Yesera en el este hasta un poco más al occidente del actual cauce de los ríos Calchaquí y Santa María, y desde la latitud de Los Sauces en el norte hasta la latitud de Tolombón en el sur; las últimas localidades se encuentran fuera del mapa N° 1.

En este lago es donde se depositaron las sedimentitas fundamentalmente pelíticas de la Formación El Paso. La presencia de yeso y carbonato de calcio, entre otras sales, indica que durante la depositación de los sedimentos lacustres el clima de la región era cálido y seco.

Ya sea por colmatación del lago o por erosión retrocedente se produjo la ruptura del dique. Esto trajo aparejadas dos situaciones bien definidas; en primer lugar, hubo erosión fluvial de los depósitos formados anteriormente (Formaciones El Fraile, Paso de La Piedra y El Paso) que aprovecharon la friabilidad de los materiales labrando profundos cañadones.

En segundo lugar la reactivación del sistema fluvial a causa del nuevo nivel de base implantado, generó depósitos de gravas y arenas pertenecientes a la Formación Animaná.

Entre el Pleistoceno y Holoceno finaliza la acumulación de la Formación Animaná como respuesta a movimientos de ascenso y reacomodación de bloques. La existencia de estos movimientos durante el Cuaternario tardío se vería confirmada por algunas observaciones aisladas como la presencia de perturbaciones tectónicas en la Formación El Paso en la localidad de Corralito.

El Holoceno está representado por los depósitos asociados a los cauces actuales, acumulaciones de abanicos de deyección,

caída de detritos, abanicos aluviales y sedimentos eólicos. La disposición de estos elementos y su composición litológica están estrechamente vinculadas a las áreas de aporte.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BOSSI, G. E. y R. M. PALMA, 1982. Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, I: 153-172, Buenos Aires.
- DIAZ, J. I. y D. C. MALIZZIA, 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario superior del valle Calchaquí (departamento de San Carlos, provincia de Salta). Bol. Sedim. Año 2; 1: 8-21, Univ. Nac. de Tuc., Fac. Cs. Nat.
- FRENGUELLI, J., 1936. Investigaciones geológicas en la zona salteña del valle de Santa María. Obr. Cienc. Mus. La Plata, 11, Buenos Aires.
- GALVAN, A. F., 1981. Descripción geológica de la Hoja 10c, Cafayate (Tucumán, Salta y Catamarca). Serv. Geol. Nac., Bol. 177, Buenos Aires.
- GARCIA, J., 1957. Estudio geológico del tramo inicial de la quebrada Las Conchas y regiones adyacentes (provincia de Salta). Fac. Cs. Nat, La Plata, Tesis (inéd.), La Plata.
- HARRINGTON, H. J. y J. C. M. TURNER, 1973. Proyecto comentado de código argentino de nomenclatura estratigráfica. Univ. Nac. de Salta, Copia mimeografiada.
- MARTINELLI, E. M., 1979. Estratigrafía de la comarca de Corralito, departamentos de Cafayate y San Carlos, provincia de Salta. Univ. Nac. de Salta, Dep. Cienc. Nat., Seminario I, (inéd.), Salta.
- SALFITY, J. A., S. A. GORUSTOVICH y M. C. MOYA, 1984. Las fases diastróficas del norte argentino. Simp. Internac. Tectón. Centro-Andina y Relac. Rec. Nat., La Paz.
- STRECKER, M. R., A. L. BLOOM, M. CARRION, A. VILLANUEVA y C. NAESER, 1984. Piedmont terraces in the Santa María and front of southwestern sierra the Aconquija. Provinces of Catamarca, Tucumán and Salta, North Western Argentina. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, 2: 448-465, Buenos Aires.
- TORRES, A. M., 1985. Estratigrafía de la ladera occidental del cerro Amarillo y quebrada de La Yesera. Departamento de Cafayate, Salta. Asoc. Geol. Arg., Rev., 40 (3-4): 141-157, Buenos Aires.
- TURNER, J. y R. MON, 1979. Cordillera Oriental. En J. Turner (Coord.) Geología Regional Argentina. IIº Simp., Acad. Nac. Cienc., I: 57-94, Córdoba.
- VALENCIA, R. y A. LAGO, 1970. Relación suelgeomorfología en el valle Calchaquí, provincia de Salta, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., 25 (1): 71-85, Buenos Aires.
- VILELA, C. R. y J. GARCIA, 1978. Descripción geológica de la Hoja 9e, Amblayo, provincia de Salta. Serv. Geol. Nac., Bol. 150: 5-67, Buenos Aires.

Recibido: 17 de noviembre, 1988  
Aceptado: 20 de julio, 1989

#### EDUARDO FELIPE GALLARDO

Universidad Nacional de Salta  
Facultad de Ciencias Naturales  
Buenos Aires 177 - 4400 Salta

# INTERPRETACION DEL AREA DEL CERRO CHACHIL (PROVINCIA DEL NEUQUEN) COMO UN BLOQUE CORTICAL ROTADO A PARTIR DE DATOS PALEOMAGNETICOS

Augusto E. Rapalini

## RESUMEN

Se presentan los resultados de un estudio paleomagnético realizado en rocas de la Formación Choyoi, aflorante en el cerro Chachil y sierra de Catan Lil, provincia del Neuquén. El estudio fue llevado a cabo sobre 112 muestras recolectadas de dos secuencias de dicha formación con diferente actitud estructural. Las muestras analizadas fueron, en general, portadoras de una magnetización remanente estable (mre). Las direcciones de mre obtenidas para los bancos de ambas secuencias fueron sometidas a la prueba de plegamiento, la que indicó que la mre aislada es pretectónica. Esto permitió calcular un polo geomagnético virtual (PGV) para cada banco. Del promedio de éstos se obtuvo el polo paleomagnético (PP) de la citada formación ( $232^{\circ}\text{E}$ ;  $21^{\circ}\text{S}$ ;  $N = 33$ ;  $k = 11,7$ ,  $A95 = 8^{\circ}$ ).

La posición no coincidente de este PP con los coetáneos de áreas estables de América del Sur fue interpretada como debida a una rotación horaria in situ de unos  $80^{\circ}$ , según un eje vertical, de un bloque cortical que comprende a ambos sitios de muestreo. Dicha rotación estaría causada por importantes movimientos transcurrentes desarrollados en la región durante el Mesozoico y/o el Cenozoico. Se presenta a su vez una interpretación alternativa, considerada menos probable, que sugiere que los sitios de muestreo podrían haber integrado el terreno alóctono neopaleozoico postulado por Vilas y Valencio (1982).

Sobre la base de la magnetoestratigrafía obtenida, se asigna en forma preliminar a la Formación Choyoi aflorante en el Cerro Chachil y la Sierra de Catan Lil al Pérmico superior.

## ABSTRACT

Paleomagnetic data of rocks from the Choyoi Formation, exposed at Cerro Chachil and Sierra de Catan Lil, Neuquén Province, are reported. The study was carried out on 112 samples collected from two sequences of this formation with different attitudes. In general, the samples were carriers of a stable remanent magnetization (srm). Srm directions isolated for the beds and flows were submitted to the fold test. This showed that the srm is pre-folding. A virtual geomagnetic pole (VGP) for each bed or flow and the paleomagnetic pole (PP) for the Choyoi Formation ( $232^{\circ}\text{E}$ ,  $21^{\circ}\text{S}$ ,  $N = 33$ ,  $k = 11.7$ ,  $A95 = 8^{\circ}$ ) were then calculated.

The position of this PP is not coincident with those of coetaneous PP from stable areas of South America. It is suggested that this is due to an in situ clockwise rotation of about  $80^{\circ}$ , around a vertical axis, of the crustal block on which both sampling sites are situated. This rotation would be related to major transcurrent movements developed in this region during the Mesozoic and/or the Cenozoic. Another interpretation which suggests that the sampling sites would have been part of the allochthonous terrain postulated by Vilas and Valencio (1982) is also presented, although it is considered less probable.

The Choyoi Formation is preliminary assigned to the Upper Permian on the basis of the magnetostratigraphy obtained.

## INTRODUCCION

Estudios paleomagnéticos recientes (Vilas y Valencio, 1982; Valencio y Vilas, 1985) realizados sobre rocas de las formaciones

Yalguaraz (Carbonífero medio?; Amos y Rolleri, 1964) y Portezuelo del Cenizo (Pérmico inferior; Coira y Koukharsky, 1976) aflorantes en la Cordillera del Tigre, provincia de Mendoza, revelaron que las posiciones de los polos paleomagnéticos co-

rrespondientes a las mismas no coinciden con las de los polos de unidades coetáneas de áreas estables de América del Sur.

Estos autores interpretaron estos resultados mediante dos hipótesis diferentes: a) una rotación horaria *in situ* del sitio de muestreo según un eje vertical y b) ambas unidades formaron parte en el Paleozoico tardío de un terreno alóctono, acrecionado al continente sudamericano en el Permotriásico. La posible existencia de fenómenos geotectónicos como los propuestos, poco conocidos en el desarrollo de la cadena andina de nuestro país, llevó a planificar el estudio paleomagnético de diversas unidades constituyentes del extenso volcanismo permotriásico aflorante en territorio argentino.

Como parte de este objetivo se realizó el estudio paleomagnético de una secuencia completa de la Formación Choiyoi (Groeber, 1946; nom. subst. Roller y Criado Roque, 1969) que aflora sobre el flanco oriental del Cerro Chachil, situado a los 39,1°S 70,5°O en la provincia del Neuquén. Este estudio se complementó con otro de control realizado sobre otra secuencia de la misma unidad expuesta en la Sierra de Catan Lil, unos 20 km aproximadamente al suroeste de la localidad anterior. Algunos resultados preliminares de este estudio fueron dados a conocer con anterioridad (Rapalini *et al.*, 1988). Se presentan aquí los resultados completos y las conclusiones obtenidas.

## GEOLOGIA

La figura 1 es un bosquejo geológico del área donde se realizaron los muestreos paleomagnéticos de la Formación Choiyoi, extraído con ligeras modificaciones de Neher (1986).

Esta región está comprendida dentro de los límites de la Hoja Geológica 36b "Cerro Chachil", recientemente finalizada por Leanza (*inf. inédito*), y se sitúa en el extremo austral de la Cordillera Principal. Las rocas más antiguas aflorantes en la comarca son las metamorfitas eopaleozoicas de la Formación Piedra Santa (Di Gregorio y Uliana, 1980) cuyos asomos más extensos se

presentan en los cordones de la Piedra Santa y Chacaico, al sur y sureste del área de estudio respectivamente. Estas metamorfitas aparecen intruidas por los grandes cuerpos graníticos y granodioríticos de la Formación Huechulafquen (Turner, 1965), extensamente distribuida en la región, de edad Carbonífero superior a Pérmico inferior (Di Gregorio y Uliana, *op. cit.*; González Díaz y Nullo, 1980). Sillitoe (1977) cita una datación radimétrica de  $281 \pm 4$  Ma que correspondería a esta unidad y que la ubicaría en el Pérmico inferior. En no concordancia sobre las plutonitas de la Formación Huechulafquen se apoya la Formación Choiyoi, equivalente en esta región (Leanza y Leanza, 1979; Leanza, *op. cit.*) al Choiyolitense de Groeber (*op. cit.*). Esta unidad aflora vastamente en toda la comarca, y está constituida por andesitas, dacitas, riolitas, brechas volcánicas y tobas, con intercalaciones aisladas de niveles epiclásticos en los términos inferiores de la secuencia. Presenta un espesor extremadamente variable (Cazau, 1969; Neher, *op. cit.*); siendo en el Cerro Chachil donde alcanza su potencia máxima en la región. En esta localidad se ha medido un espesor de 867 m (Leanza, *op. cit.*). La Formación Choiyoi está cubierta en suave discordancia angular por la secuencia volcánica correspondiente a la Formación Lapa (Groeber, 1956), equivalente de la Formación Chacaico de Parker (1965); y cuya edad ha sido asignada, por correlación y relaciones estratigráficas, al Triásico superior-Sinemuriano inferior (Neher, *op. cit.*; Leanza, *op. cit.*). Las relaciones estratigráficas mencionadas indican para la Formación Choiyoi una edad Permotriásica *sensu lato*. Sobre la Formación Lapa se apoyan las potentes secuencias sedimentarias mesozoicas que conforman el relleno de la Cuenca Neuquina; habiéndose producido durante el Cenozoico tardío la emisión de un importante volcanismo basáltico en toda la región. La compleja estructura de la comarca, estudiada en detalle recientemente por Neher (*op. cit.*), es producto principalmente de varios eventos tectónicos desarrollados durante el Mesozoico y Cenozoico. A pesa de ello las

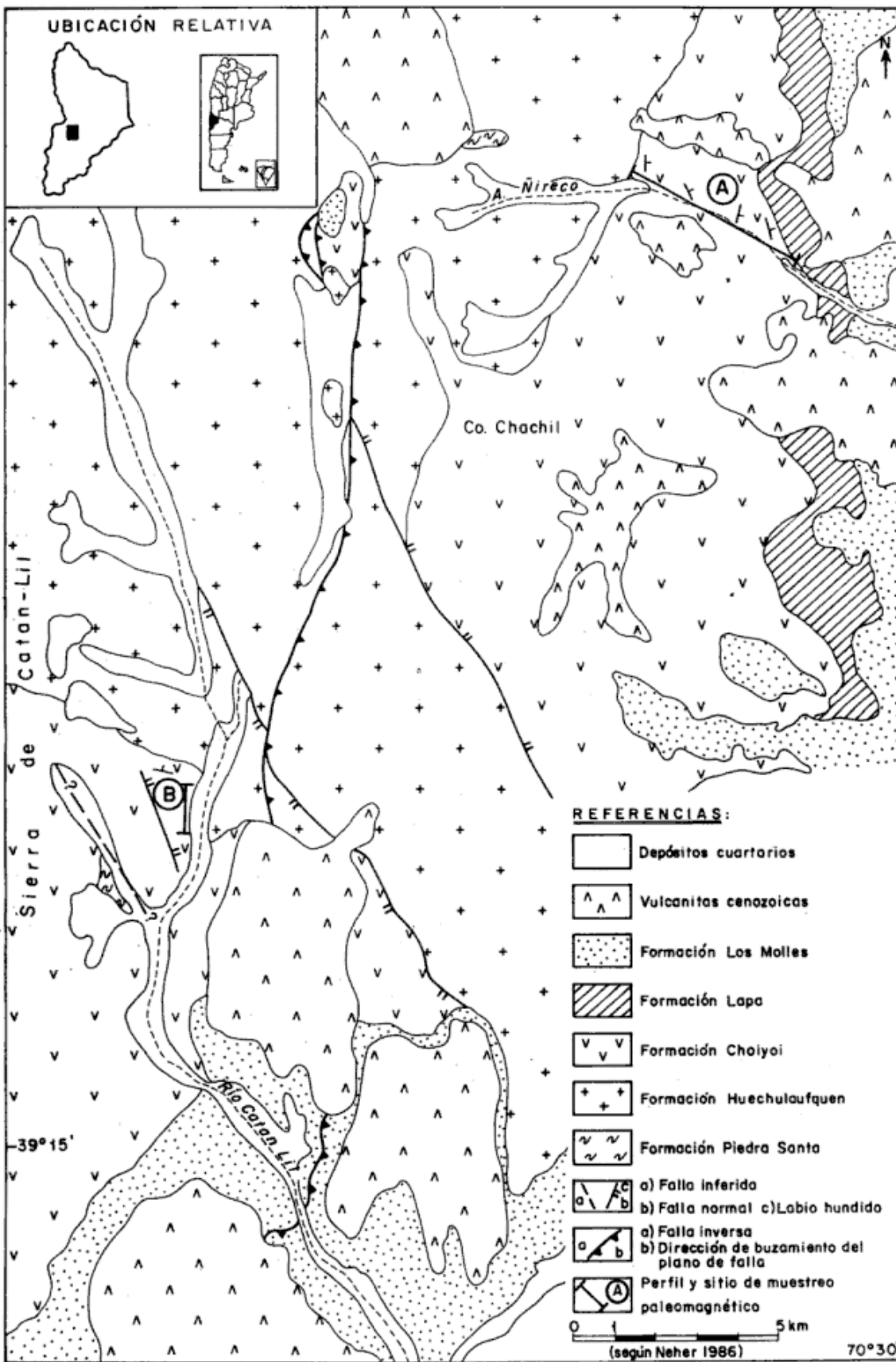


Figura 1: Mapa geológico del área donde se realizaron los muestreos paleomagnéticos de la Formación Choiyoi, en el cerro Chachil (A) y sierra de Catán Lil (B), en la provincia del Neuquén.

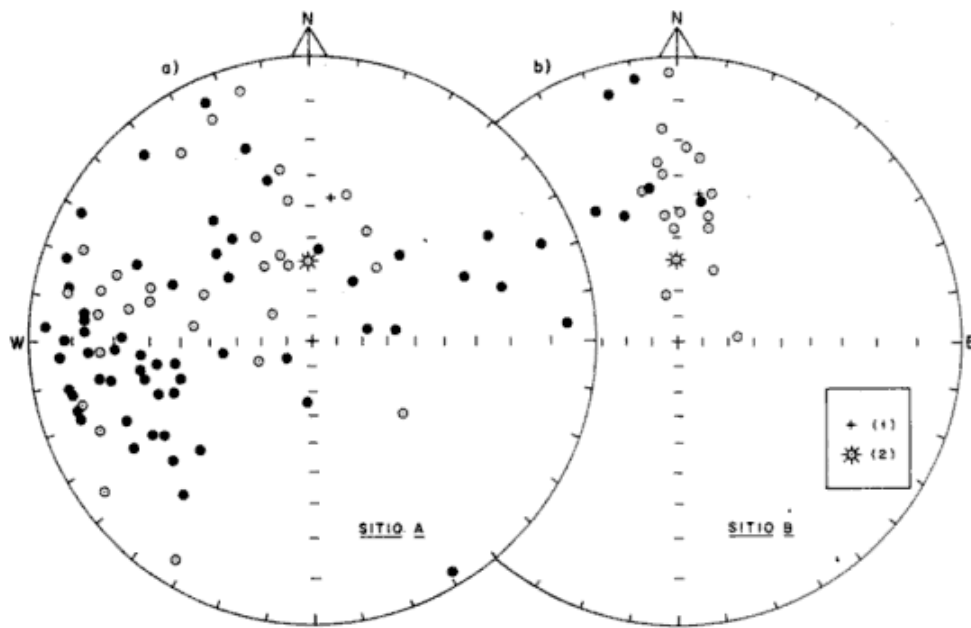


Figura 2: a) Direcciones de la magnetización remanente natural (mrn) de las muestras de la Formación Choiyoi recolectadas a lo largo del perfil del arroyo Ñireco (sitio A). b) Idem muestras recolectadas siguiendo el perfil del río Catán Lil (sitio B). Símbolos vacíos, inclinación negativa. Símbolos llenos, inclinación positiva. (1) Dirección actual del campo magnético terrestre (cmt) en la región estudiada. (2) Dirección actual del cmt dipolar axial y geocéntrico para la misma región.

rocas de la Formación Choiyoi no presentan evidencias internas de fuerte tectonismo, adoptando en general actitudes homoclinales producto de la fracturación y el basculamiento de bloques.

Un perfil estratigráfico completo de la misma ha sido descripto por Leanza (*op. cit.*), a lo largo de la secuencia que aflora sobre el cauce alto del arroyo Ñireco, en el flanco oriental del cerro Chachil. Siguiendo este perfil se realizó un muestreo paleomagnético sistemático de la secuencia completa allí expuesta (sitio A, figura 1), recolectándose 90 muestras de mano, orientadas con brújulas solar y magnética, de 62 bancos diferentes. Un segundo muestreo, de control, fue llevado a cabo sobre el flanco oriental de la Sierra de Catan Lil, unos 20 km al sudoeste del anterior. Aquí aflora una sección parcial de la Formación Choiyoi, de unos 180 m de potencia. Se recolectaron en esta localidad 22 muestras provenientes de 16 diferentes bancos.

En ambos sitios las rocas de la Formación Choiyoi adoptan una estructura fundamentalmente homoclinal, si bien con actitudes sensiblemente diferentes. En el cuadro I

están expresados los valores promedio de rumbo y buzamiento para diversos sectores de las dos secuencias, obtenidos a partir de la medición sistemática de la actitud estructural que presentan los bancos y mantos lávicos de las mismas.

#### ANÁLISIS PALEOMAGNETICO

De las muestras recolectadas se obtuvieron 199 especímenes de tamaño estandar (Valencio, 1980) a los que se les midió la magnetización remanente natural (mrn). En la figura 2 están graficadas las direcciones de la mrn para cada muestra correspondiente a los sitios de muestreo A (figura 2a) y B (figura 2b). Como se puede observar éstas presentan una considerable dispersión en ambos casos. Del perfil correspondiente al sitio A se eligieron 23 muestras piloto, representativas de las diferentes litologías presentes en la secuencia. Los 23 especímenes piloto (uno por muestra) fueron sometidos a la técnica de desmagnetización por campos magnéticos alternos linealr ente decrecientes (Valenci, 1980); midiéndose la dirección e intensidad de la magnetiza-



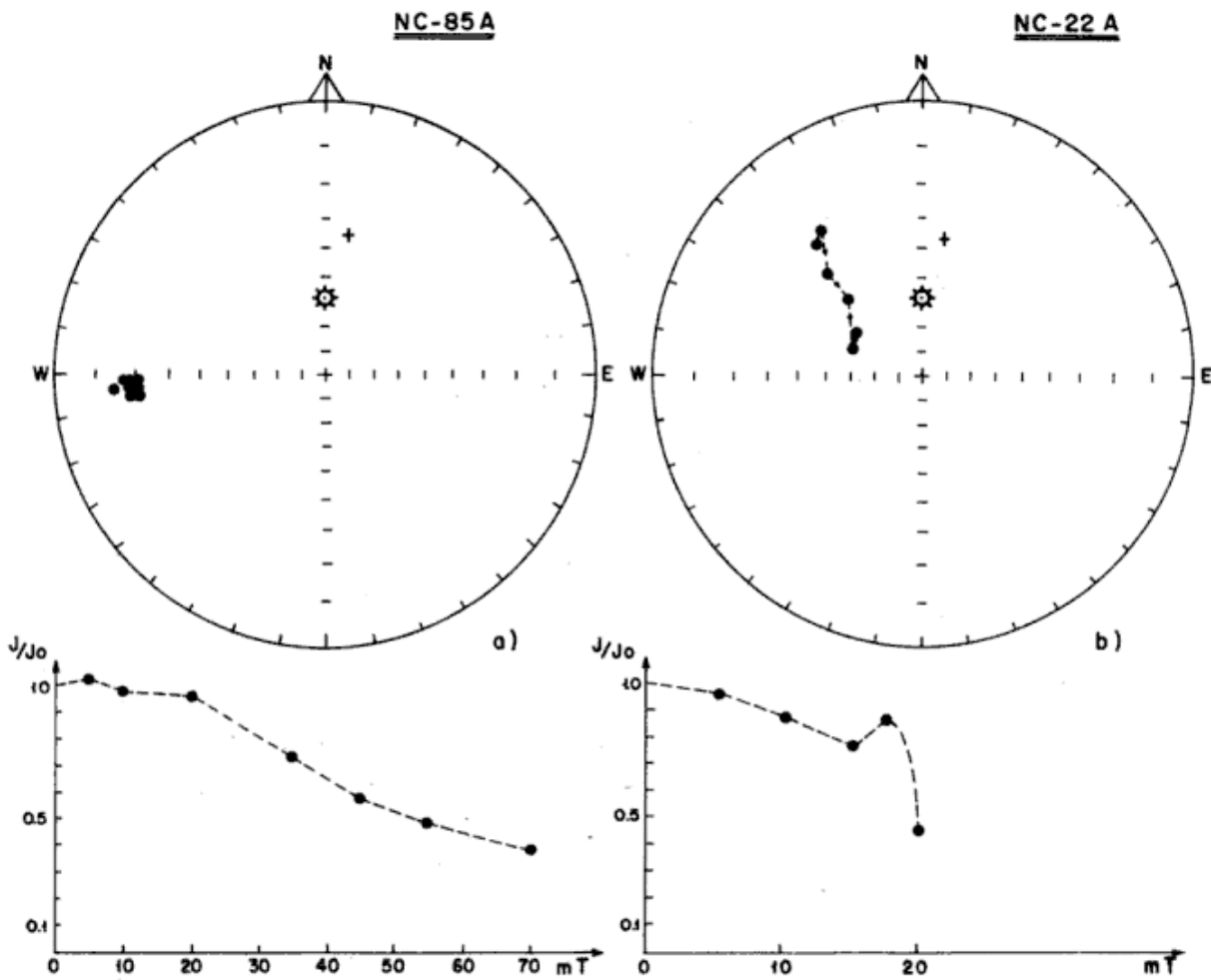


Figura 3: Diferentes comportamientos magnéticos de dos muestras de la Formación Choiyoi, provenientes del sitio A, sometidas a desmagnetización por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes. En la red estereográfica se representa la dirección del vector magnetización remanente residual ( $mrr$ ) luego de cada etapa desmagnetizante. En el gráfico inferior se puede observar la relación entre las intensidades magnéticas residual ( $J$ ) y original ( $J_0$ ) en función de la máxima intensidad de campo alterno aplicado (mT) en cada etapa. a) Muestra con comportamiento magnético univectorial (UV); b) Muestra con comportamiento magnético multivectorial (MV). Para referencias véase figura 2.

ción remanente residual ( $mrr$ ) luego de cada etapa desmagnetizante. Se comenzó con campos alternos de 5 militeslas (mT), siguiendo luego etapas sucesivas diferentes según el comportamiento magnético del espécimen piloto. Se aplicaron en general entre ocho y diez etapas de desmagnetización, llegando a campos alternos con intensidades de hasta 60 mT. Excepcionalmente se aplicaron campos de hasta 120 mT para evaluar la estabilidad magnética de algunos especímenes. Sobre la base del comportamiento magnético observado en los especímenes piloto de similares características litológicas se determinaron las etapas de

desmagnetización necesarias para aislar la magnetización remanente estable ( $mre$ ) del resto de los especímenes.

Durante el desarrollo de los procesos de desmagnetización se evidenció que las muestras provenientes del sitio A, portadoras de una  $mre$ , registran dos comportamientos magnéticos diferentes: i) Muestras con una sola componente magnética, es decir univectoriales (UV), y de altas fuerzas coercitivas. La muestra NC-85A ejemplifica este tipo de comportamiento magnético (figura 3a). ii) Muestras con menores coercitividads y con más de una componente magnética, es decir multivectoriales (MV);

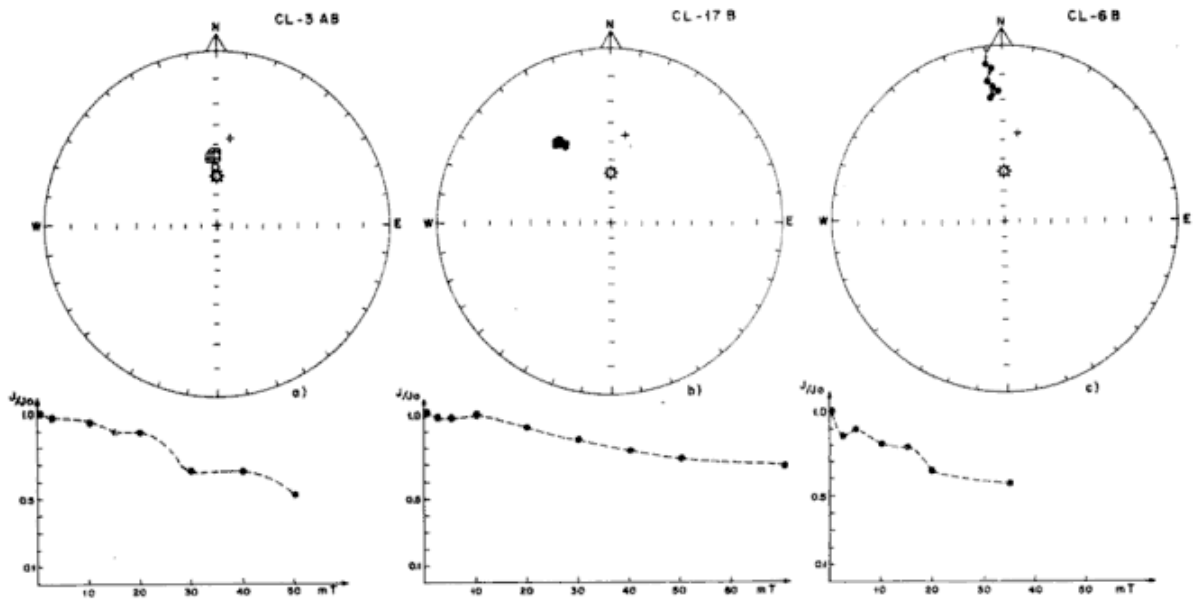


Figura 4: Diferentes comportamientos magnéticos de tres muestras de la Formación Choiyoi, provenientes del sitio B, sometidas a desmagnetización por campos magnéticos alternos. Para referencias véase figuras 2 y 3).

revelado por el desarrollo de un claro "camino de lavado" sobre la red estereográfica (ej: Muestra NC-22A, figura 3b), el cual se produce por la eliminación progresiva de por lo menos una componente magnética. En este caso la componente eliminada correspondió a una magnetización secundaria de muy bajas fuerzas coercitivas, inclinación negativa y coincidente con la dirección del campo dipolar. Este comportamiento se presentó sólo en los nueve bancos estratigráficamente más bajos de la secuencia, cuyas mre pudieron ser aisladas; y en cuatro bancos consecutivos intercalados en un sector intermedio de la misma. Se trata en su gran mayoría de delgados bancos generalmente tobáceos, y excepcionalmente volcánicos, con algunas intercalaciones arenosas en el caso de la sección basal. Las muestras UV provienen mayormente, en cambio, de potentes flujos andesíticos o ignimbríticos.

Otros diez especímenes piloto fueron sometidos a desmagnetización por altas temperaturas (Valencio, 1980), hasta alcanzar las temperaturas de Curie de los minerales ferromagnéticos constituyentes. En algunas

ocasiones (NC-58 y NC-59) esta técnica fue a su vez más efectiva que la magnética para aislar las direcciones de mre. Los puntos de Curie hallados para las muestras procesadas se distribuyeron en un amplio rango entre  $575^{\circ}\text{C}$  y  $675^{\circ}\text{C}$ , predominando temperaturas del orden de los  $625^{\circ}\text{C}$ . No se halló ninguna relación directa entre los comportamientos magnéticos señalados y las temperaturas de Curie. A su vez algunas curvas de desmagnetización presentaron más de una temperatura de bloqueo, lo que indica la existencia de más de un portador ferromagnético. De lo expuesto se deduce que en la mayoría de las muestras la mre es portada por hematita o minerales de la serie hematita-ilmenita; siendo la magnetita un mineral portador mucho menos frecuente. Esto concuerda con las observaciones realizadas a través de cortes delgados petrográficos.

Del total de muestras 26 fueron descartadas por no ser portadoras de una mre. En el resto de los casos se promediaron las direcciones de mre aisladas de los especímenes de una misma muestra y las correspondientes a las muestras de un mismo banco. De

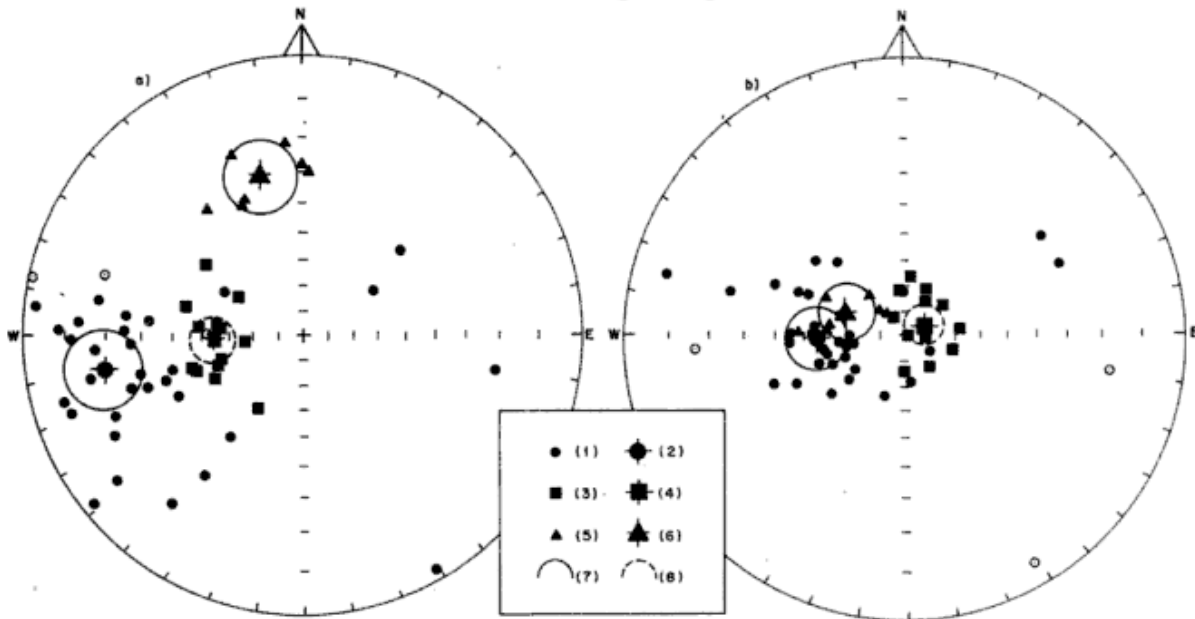


Figura 5: a) Direcciones de la magnetización remanente estable (mre) in situ correspondientes a los diferentes bancos de la Formación Choiyoi. (1) mre de los bancos de la Población I (sitio A) y (2) su dirección media; (3) idem Población II (sitio A) y (4) su dirección media; (5) idem Población III (sitio B) y (6) su dirección media. (7) círculos del 95 % de confianza para las direcciones medias de las Poblaciones I y III; (8) idem Población II. b) Direcciones de la mre luego de aplicadas las correcciones por estructura. Para más referencias véase figura 2 y cuadro I.

esta forma se obtuvo un valor de mre para cada banco (cuadro I).

Los especímenes correspondientes a las muestras del perfil del río Catan Lil (sitio B) fueron también sometidos a un tratamiento desmagnetizante por campos magnéticos alternos. En la figura 4 se muestran tres ejemplos de los comportamientos magnéticos que presentaron. Once de las muestras fueron portadoras de una magnetización remanente secundaria de inclinación negativa y concordante con la dirección dipolar (CL-3AB, figura 4a); presumiblemente relacionada a los efectos térmicos producidos por la intrusión de numerosos diques de volcanitas cenozoicas. Por su parte cuatro muestras portaron una magnetización remanente de gran estabilidad, altas coercitividades e inclinación positiva (CL-17B, figura 4b). Las restantes siete presentaron una mezcla de ambas componentes (CL-6B, figura 4c). La componente estable de inclinación positiva sólo pudo ser aislada en ocho muestras provenientes de siete bancos (cuadro I).

En la figura 5a están representadas las direcciones de mre de los diferentes bancos correspondientes a los sitios A y B. Las del primero de ellos han sido señaladas con una

rastra diferente según el comportamiento magnético predominante que observaron (círculos, comportamiento UV; cuadrados, comportamiento MV). Como puede apreciarse, ambos grupos constituyen diferentes poblaciones (UV: Población I, MV: Población II), cuyas direcciones medias, en el cálculo de las cuales no se incluyeron aquellas mre correspondientes a polaridades oblicuas del cmt (cuadro I), son claramente distintas (obsérvese que sus círculos del 95 % de confianza no se intersecan).

Para descartar que la mre aislada en los perfiles del arroyo Ñireco y río Catan-Lil fuese una magnetización secundaria posttectónica se efectuó la llamada prueba de plegamiento o *fold test* (McElhinny, 1964; McFadden y Jones, 1981). Esta prueba pudo llevarse a cabo debido a que se contó con muestras obtenidas de secuencias con actitudes estructurales sensiblemente diferentes. Como se ve en las figuras 5 a y b las direcciones medias de las poblaciones I y III (sitio B) son claramente diferentes si no se aplican las correspondientes correcciones por estructura. Al ser aplicadas, o sea al rebatir los parámetros direccionales a la paleohorizontal, ambas poblaciones se vuelven prácticamente coincidentes (cuadro I).

**Cuadro I: Resumen de la información paleomagnética correspondiente a la Formación Choiyoi. Los bancos han sido numerados en forma correlativa desde la base hacia el techo de la unidad. Jmre/Jmrn: relación entre la intensidad de la mre y la de la mrn. AC: intensidad de campo magnético alterno de la etapa de lavado seleccionada para aislar la mre. # bancos integrantes de la Población II. \* PGVs de polaridad oblicua. Los valores correspondientes a los PGVs oblicuos no son considerados para los promedios.**

Sitio	Muestra No	Banco No	Jmre/Jmrn	AC (m)	m.r e. Inc. Dec. (e) (e)	Actitud Ruambo Buz. (e) (e)	Inc (e)	mre corr. Dec (e)	A95 (e)	P.S.V. Lat. Long. (S) (E)	A95 (e)			
Co. Chachil (sitio A)	18	5	0.75	25	66.8	263.9	9	42 E	70.4	105.8	39.5	335.8	#	
	19	6	0.80	15	43.4	307.3			65.5	5.2	-1.8	292.9	#	
	22	9	0.47	20	58.9	301.1			70.7	48.5	12.8	315.6	#	
	25	10	0.40	35	57.3	255.2			75.4	137.6	55.5	322.9	#	
	28	12	0.52	22	47.1	251.9			75.1	179.2	67.1	290.4	#	
	30	13	0.40	25	42.7	284.6			80.9	332.4	23.0	280.6	#	
	31	14	0.23	22	56.9	275.0			81.1	90.9	37.3	311.5	#	
	32	15	0.60	30	49.2	273.8			88.8	100.2	39.5	292.5	#	
	33	16	0.38	20	56.2	276.2			81.7	85.4	36.0	309.7	#	
	38-39	20	0.68	40	8.3	270.7	323	52 E	44.9	291.7	1.4	233.0	#	
	40-41	21	0.78	35	16.7	279.6			44.1	308.7	-4.3	244.1	#	
	43	23	0.71	65	6.8	254.3			53.3	270.0	20.6	227.0	#	
	44	24	0.56	20	-53.0	269.7			-16.2	267.3	-3.1	191.4	#	
	45	25	0.70	70	2.5	231.1			54.5	224.7	50.6	204.6	#	
	47	26	0.68	50	16.4	242.2			66.9	256.0	37.7	237.4	#	
	48	27	0.75	70	1.8	275.7			38.7	290.7	-2.1	288.2	#	
	50	29	0.80	30	24.7	275.3			51.1	315.9	-6.1	252.8	#	
	51	30	1.00	25	55.1	251.5			68.8	22.6	3.4	303.2	#	
	52	31	0.43	12	51.9	243.8			74.1	28.0	12.1	303.2	#	
	54	32	0.98	20	44.8	254.2			72.5	252.8	7.1	285.6	#	
	55-56	33	0.70	40	56.8	212.1			66.7	82.6	24.4	334.7	#	
	57	34	0.74	35	18.0	246.8			66.6	267.9	29.7	240.6	#	
	58	35	0.40	+	15.8	217.8			64.1	197.8	75.3	226.5	#	
	59	36	0.05	+	10.2	232.1			62.2	231.1	52.0	223.1	#	
	61	38	0.96	20	19.6	100.5			-17.2	99.6	1.8	32.4	#	
	62	39	1.12	60	40.9	217.4			77.6	124.6	49.0	319.8	#	
	63	40	1.00	60	11.3	266.7			48.5	292.2	2.9	235.9	#	
	64	41	0.73	45	26.7	214.6			79.8	173.8	73.4	302.0	#	
	65	42	0.31	30	31.9	275.3	17	34 E	64.5	263.3	31.3	236.2	#	
	66	43	0.94	75	25.0	271.1			56.9	259.9	24.5	225.7	#	
	67-68	44	0.56	60	15.5	257.8			43.8	246.0	4.0	31.6	#	
	8	47	0.95	60	12.8	272.9			45.5	267.2	18.7	214.5	#	
	9-10	48	1.14	20	38.1	243.9	343	29 E	66.4	234.9	50.2	232.2	#	
	90/92	49	0.80	45	55.5	299.3			72.5	357.7	8.5	288.3	#	
	89	50	0.84	60	16.7	266.0			44.7	270.7	15.7	280.9	#	
	87-88	51	0.58	40	7.9	251.1			36.9	250.5	27.7	304.4	#	
	83/86	52	0.70	50	25.5	252.6			54.4	252.4	33.6	219.7	#	
	82	53	0.98	50	39.4	255.2			68.4	25.6	36.7	240.3	#	
	81	54	0.68	40	26.6	267.5			54.2	215.5	17.4	230.5	#	
	79	55	0.83	35	40.3	48.8			28.9	54.3	-15.6	343.9	#	
	78	56	0.83	50	2.1	151.0			-3.9	151.5	41.3	70.1	#	
	76-77	57	0.85	45	30.0	250.9			59.0	244.5	37.8	223.9	#	
75	58	0.80	50	28.7	255.7			57.6	257.5	31.5	225.4	#		
73-74	59	0.71	45	36.0	251.2			65.0	249.6	40.2	232.6	#		
71-72	60	0.56	45	56.3	60.4			27.7	65.1	-9.0	552.1	#		
69-70	61	0.82	50	-0.6	281.9			24.5	285.1	-3.3	218.9	#		
	62	0.65	50	-17.0	286.8			7.3	285.4	-9.5	212.2	#		
valor promedio (Pob.I)	N=	26			16.6	261.7			52.1	269.9	7	22.2	226.9	#
valor promedio (Pob.II)	N=	13			55.3	266.3			80.8	55.1	7	28.3	305.6	14
Sa. de Catan Lil (sitio B)	6	5	0.57	35	20.8	355.2	103	53 S	67.6	324.4	5.0	267.5	#	
	7	5	0.54	35	21.2	337.6			55.6	300.2	3.3	244.9	#	
	10	8	0.24	25	26.9	359.9			75.0	321.7	15.7	271.6	#	
	15	11	0.39	20	31.8	323.5			49.3	275.2	14.9	226.3	#	
	16-17	12	0.72	70	34.6	337.0			60.9	276.7	21.2	237.9	#	
	21	15	0.50	70	28.9	3.5			78.7	325.8	20.4	276.4	#	
	22	16	0.98	40	34.9	335.3			59.7	275.2	20.9	235.2	#	
valor promedio (Pob.III)	N=	7			29.1	344.9			65.3	293.2	11	15.2	251.4	16
valor promedio (Pob. I y III)	N=	33							53.5	273.8	8	21.0	232.2	8

Este hecho indica claramente que las muestras de ambas poblaciones son portadoras de una magnetización remanente estable pretectónica. La población II, por otra parte, no supera la prueba de plegamiento (figuras 5 a y b). Por esta razón sus direcciones de mre fueron excluidas del cálculo del polo paleomagnético de la Formación Choi-

yoi. Las posibles causas de estas direcciones anómalas son analizadas más adelante.

De la dirección de mre para cada flujo o banco se calculó un polo geomagnético virtual (PGV; Valencio, 1980). Se realizó entonces el promedio fisheriano de estos PGV utilizando un filtro circular de 40° (Valencio *et al.*, 1977). Esto significa realizar un

promedio iterativo considerando únicamente aquellos PGV que no se apartan más que ese valor de la dirección promedio o de su antípoda. Aquellos PGV cuyas direcciones estuvieran alejadas más de  $40^{\circ}$  fueron considerados de polaridad oblicua y representantes de una transición de polaridad o de una excursión del campo magnético terrestre. La dirección media obtenida de esta forma es el polo paleomagnético (PP) para la Formación Choiyoi del Cerro Chachil y la Sierra de Catan Lil (P14):  $232^{\circ}\text{E}$ ,  $21^{\circ}\text{S}$ ,  $N = 33$ ,  $k = 11,7$ ,  $A_{95} = 8^{\circ}$ ; en la cual  $N$  es el número de PGV utilizados en el cálculo,  $k$  es un parámetro de precisión y  $A_{95}$  es el semiángulo del cono alrededor de la posición polar promedio dentro del cual existe una probabilidad del 95 % de hallarse la verdadera posición polar.

## DISCUSION E INTERPRETACION

### Magnetoestratigrafía

La existencia de dos poblaciones de direcciones de mre en el perfil del arroyo Ñireco (Poblaciones I y II, figura 5, cuadro I) presenta dificultades para su interpretación. Por un lado el hecho de que la dirección media de la Población II *in situ* coincide con la de la Población I corregida por estructura, así como que sus integrantes presenten comportamientos magnéticos diferentes (Pobl. I: tipo UV, Pobl. II: tipo MV) sugiere que las direcciones integrantes de la Población II podrían corresponder a una magnetización secundaria postectónica. El hecho de que las mismas se presenten mayormente, si bien no exclusivamente, en delgados bancos tobáceos podría estar indicando que este tipo litológico fue más proclive a adquirir dicha magnetización secundaria. Existen sin embargo evidencias contrarias a esta hipótesis. Por un lado, habría que considerar que la magnetización primaria fue eliminada por completo en estas rocas. Recuérdese que no hay evidencias en las muestras MV de una remanencia magnética de dirección coincidente con la hallada en las

restantes muestras. Tampoco existen indicios de una magnetización secundaria con la dirección de la mre de la Población II en los integrantes de la Población I. Por su parte, el estudio microscópico de muestras de ambas poblaciones evidenció alteraciones y reemplazos minerales semejantes. Asimismo hay que considerar que la dirección de la supuesta magnetización secundaria postectónica correspondiente a la Población II no corresponde a ninguna posición polar conocida de América del Sur entre el Paleozoico superior y el presente. Todo esto arroja razonables dudas respecto a que estas direcciones correspondan a una magnetización secundaria. En este caso serían remanencias primarias y por lo tanto el reflejo de la dirección del campo magnético terrestre (cmt) en el momento de formación de las rocas portadoras. Todos los PGV calculados a partir de las direcciones de la Población II presentan polaridades oblicuas reversas (figura 6). Podría considerarse entonces que los bancos portadores de las mismas fueron depositados y extruídos durante el desarrollo de una "excursión" del campo magnético terrestre. El elevado número de bancos piroclásticos involucrados en el sector basal de la secuencia, así como la presencia de algunas intercalaciones sedimentarias entre los mismos, estaría indicando un período prolongado de deposición, al menos para el sector basal, que no se compadece con la breve duración de las "excursiones" conocidas del campo magnético terrestre (Valencio, 1980). Estos resultados podrían estar indicando entonces la posible existencia de excursiones de gran duración o algún otro comportamiento anómalo metaestable del cmt durante el Permotriásico. Sin embargo, y hasta tanto se cuente con mayores evidencias esto debe ser considerado como una hipótesis meramente especulativa.

En la figura 6 se presenta la magnetoestratigrafía obtenida para la Formación Choiyoi. En ella se han representado a los diversos bancos separados por un intervalo constante, ya que, a diferencia de lo que ocurre en las secuencias sedimentarias, el

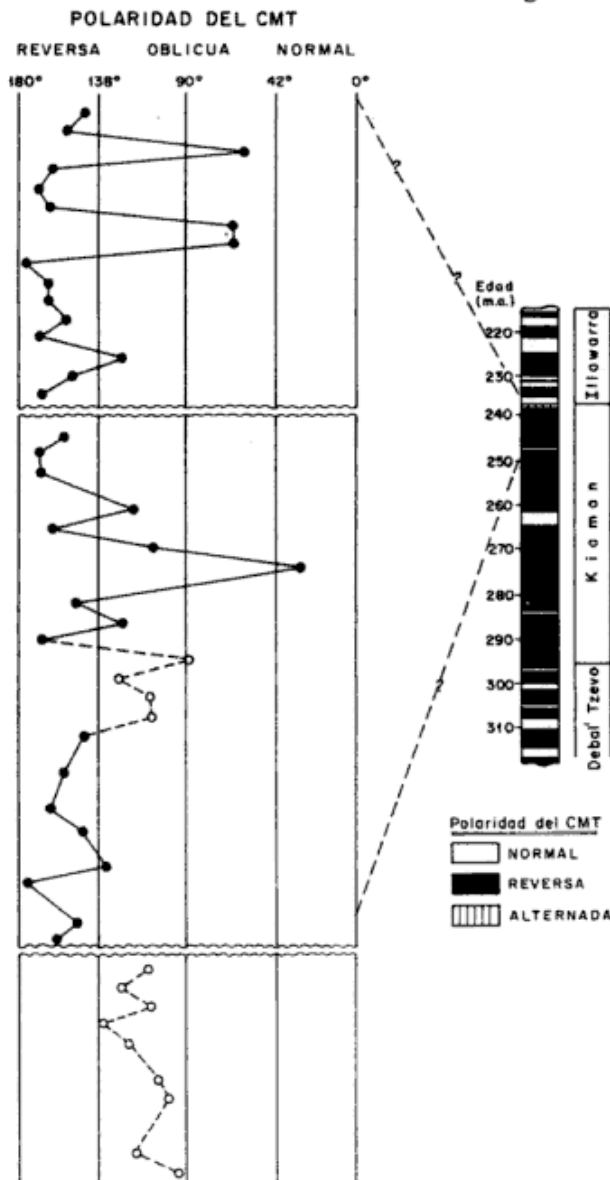


Figura 6: Magnetoestratigrafía de la secuencia de la Formación Choiyoi correspondiente al sitio A y su posible correlación con la escala patrón de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre para el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano (Vilas y Valencio, 1982). Cada punto representa un banco de la secuencia. Cada banco, esté o no representado, se supone separado del siguiente por un intervalo constante. Los integrantes de la Población II están indicados con símbolos vacíos debido al carácter dudoso de dicha información. Las interrupciones corresponden a tramos de la secuencia sin registro.

espesor de los mismos carece de significado cronológico alguno. Dado el carácter dudoso de los PGV correspondientes a la Población II, éstos han sido representados con una traza diferente (círculos abiertos), y no han sido tenidos en cuenta en la interpretación de la magnetoestratigrafía. Sin perder de vista el carácter no continuo de las se-

cuencias volcánicas, puede de cualquier forma apreciarse una predominante polaridad reversa del cmt durante la extrusión de las volcanitas que integran esta Formación. Hacia la parte media de la secuencia (450 m por encima de la base) aparece un banco con polaridad normal, seguido inmediatamente por encima por uno de polaridad oblicua. Esto podría estar indicando la posible presencia de un evento magnético de polaridad normal. Hacia la parte superior de la Formación parece presentarse una mayor inestabilidad en la polaridad, evidenciado por una frecuencia mayor de bancos con polaridades oblicuas. La carencia absoluta de dataciones radimétricas que permitan obtener una edad más aproximada para la Formación Choiyoi del Cerro Chachil, así como una idea del lapso transcurrido entre las primeras y últimas manifestaciones volcánicas que integran esta unidad no permiten realizar una correlación segura de la magnetoestratigrafía obtenida con el cuadro patrón de reversiones de polaridad del cmt (figura 6, Vilas y Valencio, 1982); por lo que la interpretación que se presenta debe ser considerada preliminar. La edad radimétrica de  $281 \pm 4$  Ma, obtenida para la Formación Huechulafquen, así como la vaga edad permotriásica asignada a la Formación Choiyoi, llevan a correlacionar la magnetoestratigrafía obtenida con la parte superior del intervalo Magnético de polaridad reversa Kiaman (figura 6). La parte alta de la secuencia, en función de la mayor inestabilidad en las polaridades, podría estar indicando el comienzo del período magnético Illawarra. El sugerido evento normal en la parte media de la secuencia podría también corresponder al inicio de dicho período, o bien a alguno de los eventos normales dentro del Intervalo Kiaman. Esta correlación lleva entonces a asignar tentativamente a la Formación Choiyoi al Pérmico superior.

### Posición Polar

La posición del polo paleomagnético de la Formación Choiyoi aflorante en el Cerro

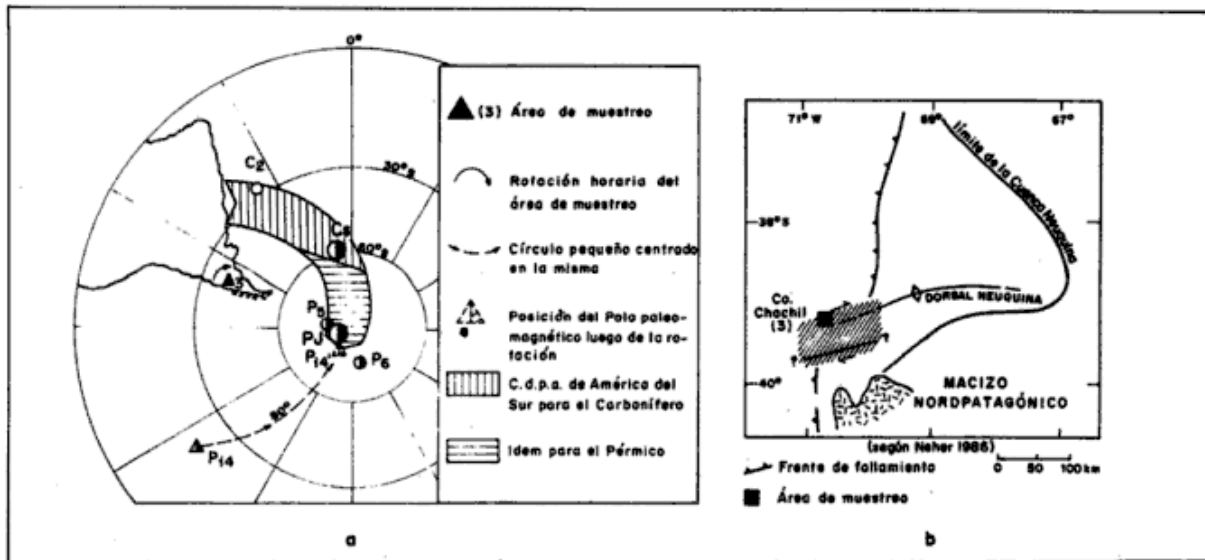


Figura 7: a) Curva de desplazamiento polar aparente de América del Sur para el Carbonífero y Pérmico, y algunos de los polos paleomagnéticos (PP) que la integran. P14, PP de la Formación Choiyoi y P14', posición del mismo PP luego de una rotación antihoraria de  $80^\circ$  según un eje vertical ubicado en la correspondiente área de muestreo. Este área, que comprende al cerro Chachil y un sector de la Sierra de Catán Lil, habría sufrido, entonces, una rotación horaria *in situ* según un eje vertical. Símbolos vacíos, PP de polaridad normal; símbolos llenos, PP de polaridad reversa; símbolos mixtos, PP con ambas polaridades. Más referencias en cuadro II. b) Esquema tectónico propuesto por Neher (1986) para la región del cerro Chachil. Los movimientos transcurrentes señalados habrían provocado la rotación *in situ* del bloque cortical donde se ubica el área de muestreo.

Chachil y la Sierra de Catan Lil (P14, figura 7) no coincide con las de los polos coetáneos de áreas estables de América del Sur, estando muy alejada de la curva de desplazamiento polar aparente (cdpa) de dicho continente para el Paleozoico superior y Mesozoico. Similarmente a lo ocurrido con las Formaciones Yalguaraz, Portezuelo del Cenizo (Vilas y Valencio, 1982; Rapalini *et al.*, 1987) y Majaditas (Bobbio *et al.*, 1986), esta posición polar puede ser explicada mediante dos hipótesis diferentes.

La primera de ellas postula que el área en que se sitúan los sitios de muestreo de la Formación Choiyoi ( $39,1^\circ\text{S}$ ,  $70,5^\circ\text{O}$ , figura 1) sufrió una rotación horaria *in situ* de unos  $80^\circ$  según un eje vertical después del Pérmico. En la figura 7a se puede apreciar que si se rota P14  $80^\circ$  en sentido antihorario sobre un círculo pequeño centrado en el área de estudio, su nueva posición (P14') concuerda con las de los polos paleomagnéticos P5 y P6 correspondientes al Grupo Cerro Carrizalito ( $263 \pm 5$  Ma, Valencio y Mitchell, 1972) y a la Formación Cochicó ( $276 \pm 5$  Ma, Linares *et al.*, 1979, Vilas y Valencio, 1982) respectiva-

mente. Asimismo coincide con la posición del PP promedio de las áreas estables de Sudamérica para el período cuasi-estático Permo-Jurásico. Este último ha sido recalculado a partir del presentado por Vilas (1981), no incluyendo aquellos PP ubicados en áreas presuntamente móviles. Así, se han excluido del mismo los polos SATr1 (Grupo Cacheuta, Valencio, 1969) y SATr4 (Girón, Valencio y Vilas, 1972) pues las localidades de muestreo en ambos casos están situadas en plena zona andina. Los valores y parámetros estadísticos de los PP<sub>s</sub> presentados en la figura 7 se hallan en el cuadro II. La coincidencia de la posición de P14' con los PP<sub>s</sub> mencionados es coherente con la edad permotriásica *sensu lato* asignada a la Formación Choiyoi y con la Pérmica superior sugerida por su magnetoestratigrafía.

Según lo establecido por MacDonald (1980), la aparición de presuntas rotaciones según ejes verticales, definidas por estudios paleomagnéticos en regiones de historia tectónica compleja, puede ser meramente el producto de la superposición de dos o más movimientos tectónicos no controlados. Es-

te fenómeno es conocido con el nombre de "rotación aparente". Sin embargo, es prácticamente imposible que dos secuencias de una misma formación, aflorantes en zonas aledañas, y que poseen actitudes estructurales bien diferentes, hayan sufrido la superposición de movimientos tectónicos no controlados diferentes de manera que se produzcan rotaciones aparentes idénticas en ambas secuencias. Por esta razón, la existencia de este fenómeno ha quedado descartada en el presente caso. Esto determina que la rotación postulada debe ser considerada una rotación tectónica verdadera de un bloque cortical. El detallado estudio estructural de la región realizado recientemente por Neher (1986), avala la presente hipótesis al señalar que la región del Cerro Chachil habría estado sometida a importantes esfuerzos de cizalla que habrían originado grandes desplazamientos transcurrentes dextrógiros de dirección aproximada este-oeste (figura 7b). Estos movimientos estarían presumiblemente relacionados con el desarrollo de la denominada Dorsal Neuquina, la cual fue recientemente reinterpretada por Orchuela *et al.* (1981) y Ploszkiewicz *et al.* (1984) como generada por movimientos transpresivos dextrógiros. Los anticlinales Picún Leufú y Rahue-Piedra Santa (Neher, *op. cit.*) corresponderían en esta región a la prolongación más occidental de la citada Dorsal. Las principales fases tectónicas relacionadas con la formación de la misma, y posiblemente vinculadas también con los movimientos transcurrentes que habrían producido la rotación, acaecieron (Orchuela *et al.*, *op. cit.*; Bettini, 1984) en el Jurásico tardío (Fase Araucana o Intermálmica) y en el Cretácico medio (Fase Patagónica o Intersenoniana); si bien en opinión de Neher (*op. cit.*) los movimientos transcurrentes mencionados podrían también haberse producido en el Cretácico tardío o aún en el Terciario.

Rotaciones de bloques corticales como la aquí propuesta, sin desplazamientos de importancia, han sido detectadas por numerosos investigadores en otras regiones del mundo (Greenhaus y Cox, 1979; Kammer-

ling y Luyendik, 1979; Beck, 1980; Ron *et al.*, 1984; Abrahamsen, 1985; entre otros). Diversos han sido además los mecanismos tectónicos que han sido sugeridos como posibles causantes de rotaciones tectónicas verdaderas según ejes verticales de bloques corticales situados en regiones sometidas a grandes esfuerzos de cizalla (Freund, 1974; Kammerling y Luyendik *et al.*, 1979; MacDonald, 1980; Beck, 1980). Considerando que el sentido de la rotación postulado en la presente hipótesis coincide con el del movimiento transcurrente propuesto por Neher, cabría inferir que el bloque cortical que comprende ambos sitios de muestreo habría tenido un comportamiento rígido ante los esfuerzos de cizalla, lo que habría provocado su rotación con escasa deformación interna. Cabe destacar aquí el bajo grado de deformación que presentan, en la región considerada, las volcánicas de la Formación Choyoi y plutonitas de la Formación Huechulafquen, que aparecen solo afectadas por fracturación y basculamiento, en comparación con la cubierta sedimentaria jurásica. Los límites del bloque rotado no pueden ser definidos con la información obtenida hasta el momento, si bien debería tener una extensión mínima de unos 20 km, que es la distancia existente entre los sitios A y B. Una zona de despegue, postulada por Neher (*op. cit.*), por debajo de las rocas graníticas de la Formación Huechulafquen podría ser interpretada como un posible límite inferior del citado bloque cortical. El hecho de que la región considerada esté situada lindante a la megafractura transcontinental, propuesta por Turner y Baldi (1978), que separaría a la Patagonia de América del Sur, sugiere que el movimiento transcurrente causante de la rotación podría estar de alguna forma vinculado al desplazamiento pivotante de la Patagonia durante el Mesozoico, en dirección suroeste respecto de Sudamérica, postulado por estos autores.

Existe una segunda interpretación para explicar la posición "anómala" del PP de la Formación Choyoi. Esta surge de la comparación de la misma con las de los PP<sub>s</sub> de las



Cuadro II: Datos paleomagnéticos correspondientes a los polos representados en las figuras 7 y 8.

		P.P.			Símbolo	Referencias
		Lat.S	Long.E	A95		
		(o)	(o)	(o)		
<b>Zonas estables</b>						
Polo promedio Permojurásico de América del Sur	Permojurásico	83	250	5	PJ	Vilas (1981) y este trabajo
Grupo Cochico	276±5 m.a.	77	163	5	P6	Vilas & Valencio (1982)
Grupo Cerro Carrizalito	263±5 m.a.	81	282	5	P5	Valencio & Mitchell (1972)
Polo promedio Carbonif.tardío de América del Sur	Carbonif. tardío	58	350	6	Cs	Vilas (1981)
Formación Taiquati	Moscoviano	28	326	8	C2	Creer (1965)
<b>Zonas posiblemente móviles</b>						
Ignimbritas Grupo Choiyoi, Cord.Frontal (area 4)	228±10 m.a.	67	290	10	P12	Vilas & Valencio (1982)
Formación Choiyoi, Co. Chachil (area 3)	Permotriásico	21	232	8	P14	Este trabajo
Formación Portezuelo del Cenizo (area 1)	275±10 m.a.	30	212	7	P13	Rapalini et al (1987b)
Formación Majaditas (area 2)	Carbonif.Medio?	58	207	10	C8	Bobbio et al (1986)
Formación Yalguaraz (area 1)	Carbonif.Medio?	56	195	7	C7	Vilas & Valencio (1982)

Formaciones Yalguaraz (C7, Carbonífero medio?, Cordillera Frontal, área 1, figura 8, cuadro II; Vilas y Valencio, 1982), Portezuelo del Cenizo (P13, 275 ± 10 Ma, área 1, figura 8, cuadro II; Rapalini *et al.*, 1987) y Majaditas (C8, Carbonífero medio?, Pre-cordillera, área 2, figura 8, cuadro II; Bobbio *et al.*, 1986). Como se aprecia en la figura 8a, ninguno de estos PPs concuerda con los coetáneos de áreas estables de América del Sur. De acuerdo a las edades geológicas y radimétricas de estas unidades puede observarse que sus respectivos PPs quedan ordenados cronológicamente, de suerte que podría considerarse que integran una cdpa diferente de la de América del Sur para el Peleozoico tardío. Según esta interpretación, entonces, las áreas de muestreo de todas estas unidades integrarían un terreno alóctono neopaleozoico. Dicho terreno se debería haber acrecionado al borde continental sudamericano durante el Permotriásico, según se desprende de la posición concordante de P12 (Ignimbritas del Grupo Choiyoi, 228 ± 10 Ma, Cordillera Frontal, área 4, figura 8, cuadro II; Vilas y Valencio, 1982) con los polos coetáneos de áreas estables. Esta hipótesis fue originalmente propuesta por Vilas y Valencio (*op. cit.*), a partir de los PPs C7 y P13, exclusivamente pa-

ra el área de muestreo de las Formaciones Yalguaraz y Portezuelo del Cenizo en la Cordillera Frontal. Con la posterior incorporación de C8 y fundamentalmente de P14 el hipotético terreno alóctono debería tener una extensión mínima mucho mayor que la original, ya que debería abarcar, por lo menos, un sector de la cadena andina entre los 32°S y los 39°S aproximadamente. Se carece por el momento de elementos de juicio valederos como para sugerir cuales podrían ser los límites de este supuesto terreno alóctono; si bien, sobre la base de la información paleomagnética disponible, el mismo estaría limitado en su extensión hacia el oriente por el Bloque de San Rafael y hacia el noreste por la Cuenca de Paganzo. Los PPs de edad carbonífera y pérmica correspondientes a ambas regiones concuerdan con los restantes polos cratónicos de dicha edad (Vilas, 1981).

En la figura 8b se observan las posiciones relativas entre América del Sur y el supuesto terreno alóctono en el Carbonífero superior, inferidas a partir de la mejor superposición entre ambas cdpa, en forma similar a la reconstrucción realizada por Vilas y Valencio (*op. cit.*). Debe tenerse en cuenta en este punto que, debido a la poca precisión de las edades asignadas a varias de las uni-

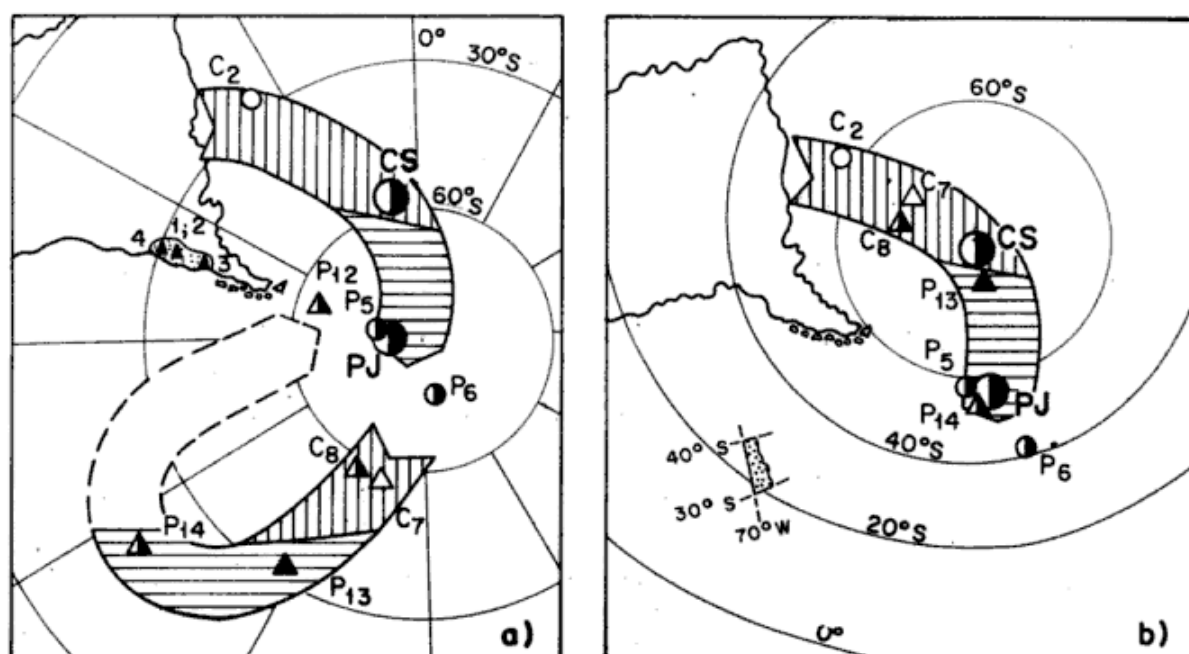


Figura 8: a) Las áreas de muestreo 1 (Formación Yalguaraz, C7 y Formación Portezuelo del Cenizo, P13), 2 (Formación Majaditas, C8), 3 (Formación Choiyoi, P14) y 4 (Ignimbritas del Grupo Choiyoi, P12) podrían haber integrado un terreno alóctono en el Paleozoico tardío. Se representan las curvas de desplazamiento polar aparente (cdpa) de América del Sur y del supuesto terreno alóctono para el Carbonífero y el Pérmico y los correspondientes PPs (triángulos, PPs de áreas posiblemente móviles; círculos, PPs de áreas estables). b) Reconstrucción esquemática de las posiciones relativas entre América del Sur y el hipotético terreno alóctono, obtenidas del mejor ajuste entre ambas cdpa acorde al modelo de Vilas y Valencio (1982). Para más referencias véase figura 6 y cuadro II.

dades cuyos PPs integran la cdpa "alóctona", la superposición entre ambas curvas puede resultar altamente variable, dependiendo de la edad que se le asigne a dichas formaciones. Esta reconstrucción debe ser entonces considerada esquemática y simplificada, y con el único objetivo de tener una idea de la posición relativa aproximada que podrían haber tenido América del Sur y el supuesto terreno alóctono. De no considerarse así, habría que aceptar que este último no habría sufrido movimientos relativos respecto de América del Sur entre el Carbonífero medio y el Pérmico inferior tardío; lo cual aparece como altamente improbable. Hecha esta aclaración, puede observarse que el hipotético terreno alóctono, cuyos límites han sido trazados sólo en función del dibujo y carecen por lo tanto de significación real, habría estado ubicado en el actual océano Pacífico, a latitudes subtropicales, durante el Carbonífero tardío. La posición de P14, resultante de la superposición de

ambas curvas, es muy cercana a las de los polos pérmicos del Bloque de San Rafael y a la posición polar promedio permiojurásica de las áreas estables de América del Sur, es decir, consistente con la edad geológica permotriásica s.l. y magnetoestratigráfica pérmica tardía asignada a la Formación Choiyoi aflorante en el Cerro Chachil. Cabe señalar que según esta interpretación esta unidad debería tener una edad comprendida aproximadamente entre los  $275 \pm 10$  y los  $228 \pm 10$  Ma, según se desprende de la posición intermedia de P14 entre P13 y P12 en la cdpa del supuesto terreno alóctono.

En los últimos años otros autores han sugerido, basándose en distintas evidencias geológicas, la posible existencia de terrenos alóctonos en el sector austral de Sudamérica (Nur y Ben Avraham, 1977 y 1978; Dalmayrac *et al.*, 1980; Martínez, 1980; Ramos, 1984; Ramos *et al.*, 1984 y 1986). La información paleomagnética obtenida no puede ser considerada como sustentación de nin-

guna de estas hipótesis. Así, si bien los sitios de muestreo de las Formaciones Majaditas, Yalguaraz y Portezuelo del Cenizo podrían estar situados dentro de los límites actuales del terreno alóctono de "Chilenia", postulada por Ramos *et al.* (*op. cit.*), estas unidades son mucho más jóvenes que la edad propuesta por estos autores para la acreción de "Chilenia" al continente sudamericano. Una situación similar ocurre con la Formación Choyoi respecto a la supuesta colisión de la Patagonia con el cratón sudamericano propuesta por Ramos (1984). En este aspecto, los datos paleomagnéticos obtenidos parecen concordar mejor con la hipótesis de Dalmayrac *et al.* (*op. cit.*) y Martínez (*op. cit.*), ya que todas las áreas de muestreo podrían estar ubicadas en el "Continente Sudeste Pacífico" postulado por estos autores, el cual habría ocupado una posición alóctona a latitudes subtropicales en el Paleozoico tardío. Sin embargo, la rotación asociada al desplazamiento postulado para esta masa continental es contraria al que se desprende de la *cdpa* sugerida por esta interpretación. Asimismo, la acreción debería haberse producido en el Permotriásico y no en tiempos jurásicos tal cual lo sostenido por estos autores.

Por otra parte, debe mencionarse que las evidencias geológicas conocidas hasta el presente para este sector de los Andes Meridionales son contrarias a la existencia de un terreno alóctono neopaleozoico en esta región, tal como el que surge de la presente interpretación de los datos paleomagnéticos (Dalziel y Forsythe, 1985; Ramos *et al.*, 1986).

Por las evidencias y razonamientos expuestos el autor considera a la hipótesis que supone la rotación *in situ* de un bloque cortical como la más probable y por lo tanto la más apropiada en primer término para explicar la posición "anómala" del PP de la Formación Choyoi del Cerro Chachil y la Sierra de Catan Lil. Sin embargo, la falta hasta el momento de estudios paleomagnéticos de las secuencias jurásicas y cretácicas de dicha área que permitan corroborar esta interpretación y datar la edad

de la rotación; así como el llamativo ordenamiento de todos los PP<sub>s</sub> de posiciones anómalas, llevan al autor a no descartar por completo la segunda hipótesis, si bien se la considera menos probable.

## CONCLUSIONES

El estudio paleomagnético de dos secuencias de la Formación Choyoi aflorantes en el Cerro Chachil y la Sierra de Catan Lil, provincia del Neuquén, indicó que las rocas de esta unidad son en su mayoría portadoras de una magnetización remanente primaria.

La posición del polo paleomagnético obtenido para esta formación no coincide con las de los coetáneos de áreas estables de América del Sur. Esto fue interpretado como debido a una rotación horaria *in situ* de unos 80° según un eje vertical de un bloque cortical en el que se ubican ambos sitios de muestreo. Esta rotación estaría causada por un importante movimiento transcurrente que habría afectado a la región durante el Mesozoico y/o el Cenozoico.

Una interpretación alternativa de los mismos resultados paleomagnéticos, que sugiere que el área de estudio habría integrado el terreno alóctono neopaleozoico postulado por Vilas y Valencio (1982), es considerada menos probable.

La magnetoestratigrafía parcial obtenida induce a asignar en forma tentativa a la Formación Choyoi del Cerro Chachil y la Sierra de Catan-Lil al Pérmico o superior.

## AGRADECIMIENTOS

El autor quiere dejar expresa constancia de su agradecimiento al Comité Argentino para el Programa de la Litósfera (CAP-LI-CONICET) y a la Universidad de Buenos Aires por su apoyo financiero. Al doctor Héctor Leanza por su valiosa guía en los trabajos de campo y al licenciado Haroldo

Vizán por su colaboración en los mismos. Un agradecimiento especial al doctor Juan F. Vilas y en forma póstuma al ingeniero Daniel Valencio por sus invaluable aportes durante el desarrollo de la presente investigación y al licenciado Eduardo Oviedo por la lectura crítica del manuscrito. Se hace extensivo el agradecimiento a todo el personal del Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de las Rocas de la Universidad de Buenos Aires, en cuyas dependencias se realizó el estudio aquí presentado.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ABRAHAMSEN, N., 1985. Possible types of rotations and translations in the Scandinavian Caledonides. *Journ. of Geodyn.*, 245-263.
- AMOS, A. J. y E. D. ROLLERI, 1964. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Bol. Inf. Petrol.*, 368: 1-23.
- BECK, M. E. Jr., 1980. Paleomagnetic record of Plate-Margin Tectonic processes along the Western edge of North America. *J. Geophys. Res.*, vol. 85, B12, 7115-7131.
- BETTINI, F. H., 1984. Pautas sobre cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, provincia del Neuquén. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, II: 163-169.
- BOBBIO, M. L., D. A. VALENCIO y J. F. VILAS, 1986. Resultados preliminares de los estudios paleomagnéticos de la Formación Majaditas, provincia de San Juan, República Argentina. *Bol. Reun. Anual Gr. Trab. Proy. 211 (UICG-UNESCO)*, 74-75, Córdoba.
- CAZAU, L. B., 1969. El Grupo Choiyoi en el centro oeste de la provincia del Neuquén. *Yac. Petrol. Fisc.*, (inéd.).
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad tardío-Hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona de arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. I<sup>o</sup> Congr. Geol. Chileno, 105-123, Santiago de Chile.
- CREER, K. M., 1965. Paleomagnetic data from the Gondwanic continents. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A-258, 27-40.
- DALMAYRAC, B., G. LAUBACHER, R. MAROCCO, C. MARTINEZ y P. TOMASI, 1980. La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud. Structure et evolution d'une orogene intracratonique. *Souderdruck a.d. Geol. Rundschau*, 69 (1): 1-21, Stuttgart.
- DALZIEL, I. W. y R. D. FORSYTHE, 1985. Andean evolution and the terraine concept. *Tectonostratigraphic Terraines of the Circum-Pacific Region. Earth Sci. Series*, 1: 565-581.
- DI GREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. II<sup>o</sup> Simposio de Geología Regional Argentina. *Acad. Nac. Cienc.*, 985-1032, Córdoba.
- FREUND, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21: 93-124.
- GONZALEZ DIAZ, E. F. y F. E. NULLO, 1980. Cordillera Neuquina. II Simposio de Geología Regional Argentina. *Acad. Nac. Cienc.*, 1099-1147, Córdoba.
- GREENHAUS, M. R. y A. V. COX, 1979. Paleomagnetism of the Morro Rock-Islay Hill Complex as evidence for crustal block rotations in central Coastal California. *J. Geophys. Res.*, 84-B5, 2393-2400.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70<sup>o</sup>. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 1 (3): 177-208.
- \_\_\_\_\_, 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XI (4): 281-292, Buenos Aires.
- KAMMERLING, M. J. y B. P. LUYENDYK, 1979. Tectonic rotation of the Santa Mónica Mountains region, Wester Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 331-337.
- LEANZA, A. F. y H. A. LEANZA, 1979. Descripción geológica de la Hoja 37c "Catán Lil", provincia del Neuquén. *Serv. Geol. Nac., Bol. 169*, Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., Descripción geológica de la Hoja 36b "Cerro Chachil", provincia del Neuquén. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.).
- LINARES, E., M. A. MANAVELLA y A. PIÑEIRO, 1979. Geocronología de las rocas efusivas de las zonas de los yacimientos "Dr. Baulfes" y "Los Reyunos", Sierra Pintada de San Rafael, Mendoza, República Argentina. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, II: 13-21.
- LUYENDYK, B. P., M. J. KAMMERLING y R. TERRRES, 1980. Geometrical model for Neogene crustal rotations in southern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91: 211-217.
- MACDONALD, W. D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. *J. Geophys. Res.*, 85-B7, 3659-3669.
- MARTINEZ, C., 1980. Structure at evolution de la Chaîne Hercynienne et de la Chaîne Andine dans le nord de la cordillere des Andes de Bolivie. *Trav. et Doc. de L'OSTROM*: 119: 1-352.
- MC ELHINNY, M. W., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 8: 338-340.

- MC FADDEN, P. L. y D. L. JONES, 1981. The fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67: 53-58.
- NEHER, K. E., 1986. The structural geology of the Southwestern Neuquén basin, Argentina. *Earth Sciences and Resources Institute. Univ. of South Carolina. Tesis doctoral inédita*, 1-87.
- NUR, A. y Z. BEN AVRAHAM, 1977. Lost Pacifica Continental. *Nature*, 270: 41-43.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1978. Speculations on mountain building and the Lost Pacifica Continental. *J. Phys. Earth*, 26, Suppl., 21-37.
- ORCHUELA, I. A., J. V. PLOSKIEWICZ y R. F. VIÑES, 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". VIIIº Cong. Geol. Arg., Actas, III: 281-293.
- PARKER, G., 1965. Relevamiento geológico en escala 1:25000 entre arroyo Picún Leufú y Catan Lil, ambos lados de la ruta nacional 40. *Yac. Petrol. Fisc.*, (inéd.).
- PLOSKIEWICZ, J. V., I. A. ORCHUELA, J. C. VAILLARD y R. F. VIÑES, 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huíncul, estructuras asociadas, provincia del Neuquén. IXº Cong. Geol. Arg., Actas, II: 163-169.
- RAMOS, V. A., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?. IXº Cong. Geol. Arg., Actas, II: 311-325, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, T. E. JORDAN, R. W. ALLMENDINGER, S. M. KAY, J. M. CORTES y M. A. PALMA, 1984. Chilena: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. IXº Cong. Geol. Arg., Actas, II: 84-106, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, C. MPODOZIS, S. M. KAY, J. M. CORTES y M. PALMA, 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 6: 855-880.
- RAPALINI, A. E., J. F. VILAS y D. A. VALENCIO, 1987. Bloque rotado o terreno alóctono en la Cordillera del Tigre?. *Simp. Intern. Volcan. Andino*, Xº Cong. Geol. Arg., Actas, IV: 276-278.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1988. New evidence for an allochthonous plate in Central-South Western Argentina?. *Journ. of South Am. Earth Sci.*, II, 1 (2): 163-168.
- ROLLERI, E. D. y P. CRIADO ROQUE, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. IVº Jorn. Geol. Arg., Actas, II: 1-60.
- RON, H., R. FREUND, Z. GARFUNKEL y A. NUR, 1984. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. *J. Geophys. Res.*, 89-B7, 6256-6270.
- SILLITOE, R. H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Econ. Geol.*, 72 (1): 99-103.
- TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén). *Asoc. Geol. Arg.*, XX (2): 153-184, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., y B. A. BALDIS, 1978. La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 225-238.
- VALENCIO, D. A., 1969. El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico superior, Grupo Cacheuta, provincia de Mendoza, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIV (3): 191-198, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980. El magnetismo de las rocas. *EUDEBA*, 1-351, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y J. MITCHELL, 1972. Edad potasio-argón y paleomagnetismo de rocas ígneas de las formaciones Quebrada del Pimiento y Las Cabras, provincia de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (2): 170-178.
- \_\_\_\_\_, y J. F. VILAS, 1972. Paleomagnetism of Late Paleozoic and Early Mesozoic rocks of South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15: 75-85.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1985. Evidence of a microplate in the Southern Andes?. *Journ. of Geodynamics*, 2: 183-192.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y J. E. MENDIA, 1977. Paleomagnetism of a sequence of red beds of the middle and the upper sections of Paganzo Group (Argentina) and the correlation of upper Paleozoic-lower Mesozoic rocks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 51: 59-74.
- VILAS, J. F., 1981. Paleomagnetism of South American rocks and the dynamic processes related with the fragmentation of Western Gondwana. *Paleoreconstruction of the Continents*. Ed. M. W. McElhinny y D. A. Valencio, *Geodynamics Series*, II: 106-114.
- \_\_\_\_\_, y D. A. VALENCIO, 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano del centro-oeste argentino. Vº Congr. Latinoamer. Geol., III: 743-758, Buenos Aires.

Recibido: 28 de diciembre, 1988  
Aceptado: 20 de julio, 1989

## AUGUSTO E. RAPALINI

CONICET  
Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas  
Pabellón II - Ciudad Universitaria  
1428 Buenos Aires

## LAS INCLUSIONES FLUIDAS DEL SECTOR SUSANA BEATRIZ, MINA ANGELA, PROVINCIA DE CHUBUT

Amado Leandro Bengochea y María Eugenia Varela

### RESUMEN

En el presente trabajo se estudian las inclusiones fluidas del Sector Susana Beatriz, mina Angela. Mediante el estudio petrográfico de las muestras se definieron ciertas características que presentan los cristales de cuarzo y las inclusiones fluidas de los bolsones mineralizados en toda su extensión.

Además, de acuerdo a los estudios termométricos se ha determinado que los minerales de vena fueron depositados en un rango de temperatura entre 270°C y 390°C, estimándose una profundidad de formación de 1500 m aproximadamente, a 120 bars de presión. La ebullición de los fluidos ha jugado un papel importante en la precipitación de los metales.

### ABSTRACT

The fluid inclusions of the Vein Susana Beatriz, Mina Angela are studied and the characteristics of the quartz crystals and the fluid inclusions of the ore shoots have been determined by means of the petrographic study.

The fluid inclusions study suggests that the ore minerals deposition occurred at temperatures between approximately 270 and 390°C, at depths of 1500 m and at pressure near 120 bars. Boiling has played an important role in the precipitation of metals.

### INTRODUCCION

En un trabajo anterior (Bengochea *et al.*, 1984) se estudiaron las inclusiones fluidas presentes en el cuarzo de ganga relacionado directamente a la mineralización en el sector Platífero Oeste ubicado en el extremo sur de Mina Angela. Este estudio, como se mencionara oportunamente, forma parte de un proyecto más amplio que incluye los sectores Cobre y Susana Beatriz ubicados al norte del anterior. Mina Angela es un yacimiento de tipo polimetálico y oro ubicado en la provincia de Chubut, a 120 km al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci (provincia de Río Negro).

De acuerdo con el tipo de estructura, la mineralización se presenta en clavos mineralizados muy ricos, de poca extensión pero aparentemente profundos (Bassi y Rochefort, 1979).

Según Bengochea *et al.* (*op. cit.*) habría una relación entre las zonas mineralizadas y determinado tipo de inclusiones fluidas.

Teniendo en cuenta estos antecedentes, se planificó el muestreo de Susana Beatriz. En la figura 1 se puede observar el bosquejo del desarrollo de dicho sector, y la ubicación de las muestras extraídas teniendo presente la delimitación de la zona rica de la veta.

Se tomaron dieciseis muestras distribuidas en los distintos niveles y en superficie. Ocho de ellas representan a un clavo mineralizado por su contenido en sulfuros económicos y oro, de acuerdo con la información brindada por la Empresa.

### ESTUDIO PETROGRAFICO

De cada muestra se realizaron dos secciones delgadas bipulidas orientadas, una destinada al estudio petrográfico de las in-

### Características de los tipos de cuarzo presentes

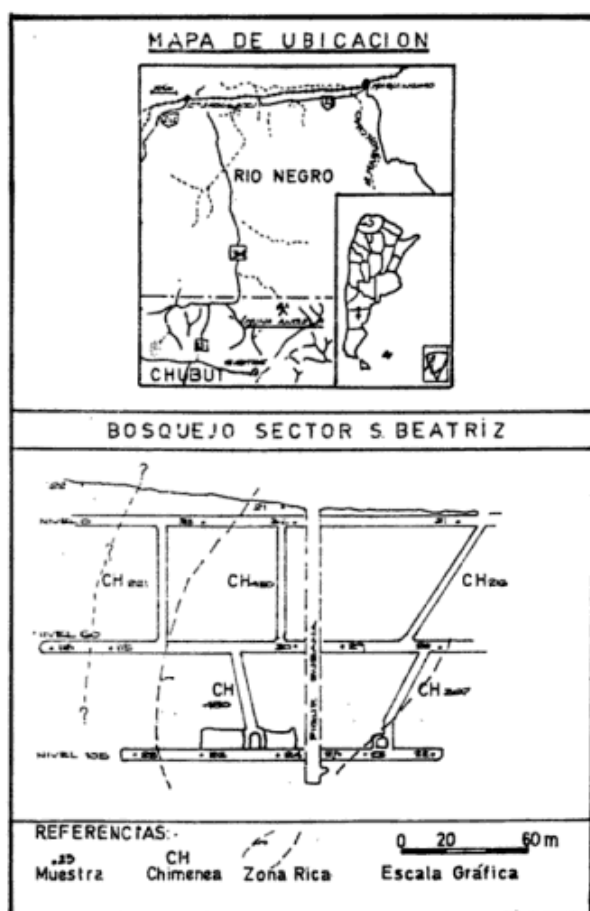


Figura 1: Mapa de ubicación y bosquejo Sector Susana Beatriz.

clusiones, y la otra para las determinaciones termométricas. Ambas tienen un espesor que puede variar entre 100 y 500 micrones dependiendo de la diafanidad del cuarzo involucrado.

El estudio petrográfico de las inclusiones fluidas y de las texturas de los minerales brinda información muy importante respecto de las condiciones de formación. En base a sus texturas se definen tres generaciones de cuarzo. Las inclusiones se clasifican según su origen y fases presentes; además, se realiza el análisis de tamaño y abundancia de las mismas.

Teniendo en cuenta cada uno de estos puntos se pueden definir características petrográficas de las inclusiones fluidas pertenecientes a las zonas ricas o bolsones mineralizados.

El cuarzo es el mineral de ganga más apto y que provee la mayor cantidad de datos en los estudios de inclusiones fluidas. Desde este punto de vista el cuarzo formado en los ambientes hidrotermales puede ser dividido en dos grupos, cuarzo que contiene inclusiones lo suficientemente grandes para ser estudiadas, y cuarzo que contiene muy pocas o ninguna de este tipo. Estos últimos generalmente están relacionados tanto a procesos de alteración y reemplazo de la roca de caja como a los últimos estadios de silicificación.

En las muestras estudiadas se han determinado los siguientes tipos de cuarzo (fotomicrografía 1).

1 - Cuarzo con cristales bien desarrollados y con inclusiones de buen tamaño.

2 - Cuarzo de menor desarrollo, muy limpio, y sin inclusiones; relacionado a la alteración de la roca de caja.

3 - Cuarzo finamente cristalino en forma de venillas que cortan a los anteriores y rellenan espacios entre cristales de buen desarrollo. Contiene inclusiones muy pequeñas (menores de un micrón) y está asociado generalmente a óxidos de hierro. Representa a la etapa póstuma de silicificación.

El primer tipo de cuarzo está directamente relacionado al estadio principal de mineralización. En él es muy frecuente encontrar inclusiones fluidas de buen desarrollo, que en algunos casos llegan a 180 micrones. También es muy común que contengan zonas o fantasmas de crecimiento definidas por inclusiones fluidas con relaciones volumétricas de fases líquido-vapor muy constantes, en algunos casos con intercalaciones de sulfuros y hematita. Bodnar *et al.* (1985) mencionan que estas texturas son características de depósitos hidrotermales y, en particular, epitermales (fotomicrografía 2).

En las zonas ricas predomina este tipo de cuarzo de buen desarrollo, escaso fracturamiento y presencia constante de fantasmas

de crecimiento con radiación de inclusiones.

#### Clasificación de las inclusiones según su origen y fases presentes

El estudio se ha centrado en las inclusiones primarias y pseudosecundarias aplicando los criterios sustentados por Roedder (1967, 1979), descartándose a las secundarias pues las mismas se han formado en etapas posteriores, no relacionadas al período mineralizante, por lo que no brindan información útil para el objetivo del trabajo.

Se han identificado distintos tipos de inclusiones basándose en las fases presentes a temperatura ambiente, la relación entre ellas y su comportamiento durante la homogeneización.

Diversos autores las han clasificado desde este punto de vista (Roedder, 1967; Rye y Sawkins, 1974; Nash y Theodore, 1971). Los autores en su trabajo anterior en Platífero Oeste las dividieron en tres grupos principales, que se mantienen en éste:

**Tipo I:** Inclusiones bifásicas (líquido + vapor) donde la burbuja ocupa menos de un 50 % del volumen total. Homogeneizan a líquido.

**Tipo II:** Inclusiones bifásicas (líquido + vapor) donde la burbuja ocupa más del 50 % del volumen total de la inclusión. Homogeneizan a vapor.

**Tipo III:** Inclusiones trifásicas (líquido, vapor y una fase sólida hija, generalmente acicular radiada y birrefringente).

Con anterioridad se habían notado algunas diferencias ópticas en inclusiones del tipo I. Con el avance de las observaciones se han confirmado estas divergencias distinguiéndose dos clases que se diferencian ópticamente por la interfase entre la burbuja (fase vapor) y el líquido-mineral hospedante. En unas estos límites son muy tenues, y en otras son gruesos y oscuros.

Este fenómeno podría deberse a un problema estrictamente óptico si las inclusiones tuvieran distinto desarrollo, por ejemplo una inclusión plana (escaso espesor) aplastaría a la burbuja que se vería de gran

tamaño y con un borde tenue; por el contrario, una inclusión profunda en la masa cristalina implicaría que la burbuja adoptara la forma esférica, por lo tanto de menor radio ecuatorial, y debido a la reflexión de la luz en los bordes éstos se observarían gruesos y oscuros.

En el caso de las inclusiones estudiadas la relación de fase vapor/líquido es similar en ambos tipos, sobre todo cuando se las observa juntas en un mismo cristal (fotomicrografía 3). Ambas tienen espesores similares, y como se explicará más adelante las temperaturas de homogeneización son marcadamente diferentes. Por lo tanto se desprende que el líquido o la fase gaseosa atrapados en una y otra tienen alguna diferencia en su composición.

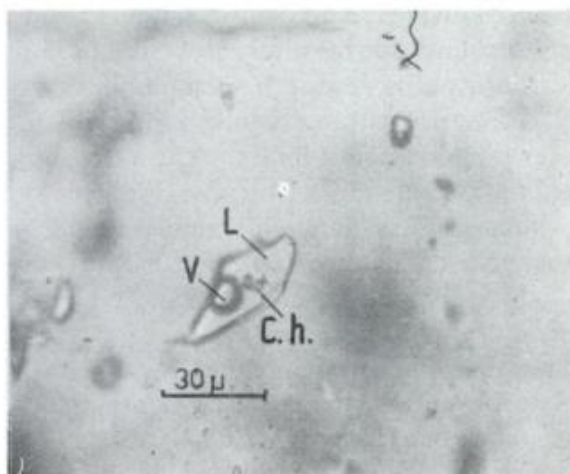
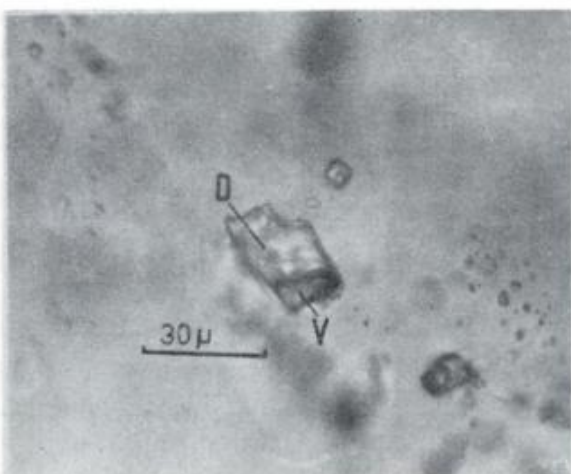
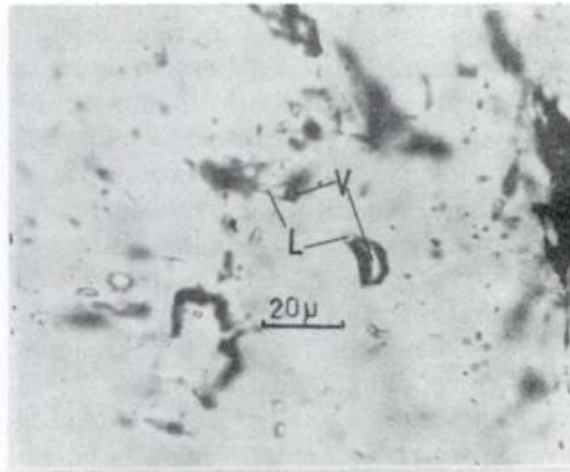
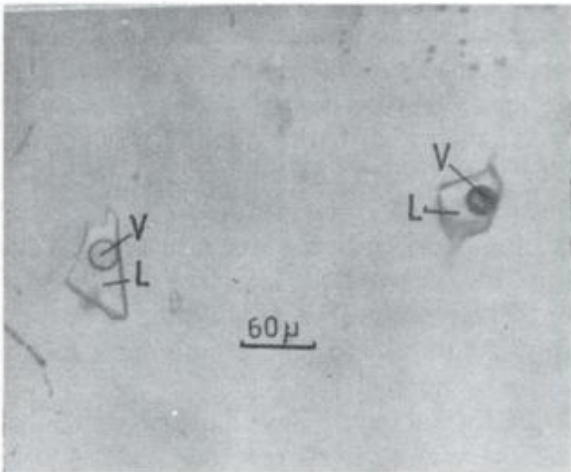
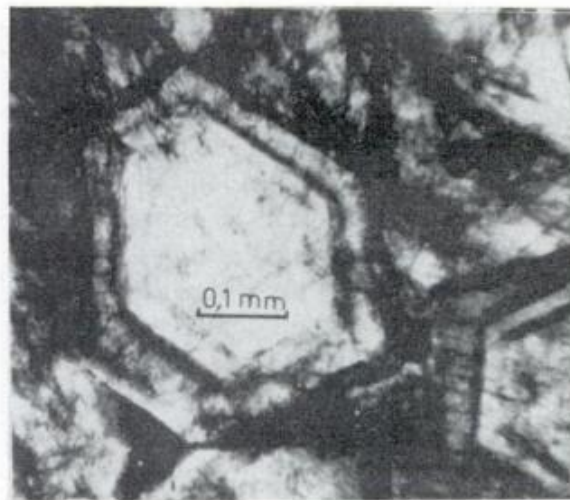
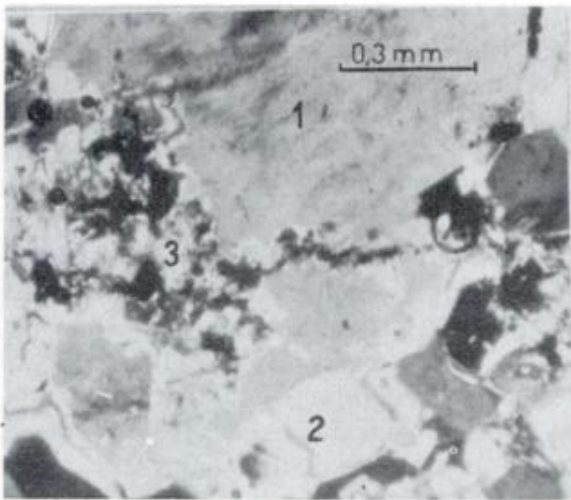
En lo sucesivo se denominarán "densas" a las inclusiones de bordes gruesos. Por el contrario, a las de bordes tenues, "poco densas".

La distribución de ambas en las distintas muestras y niveles no es aleatoria, por el contrario la abundancia de uno u otro tipo está directamente relacionada a las zonas ricas y pobres de la mineralización.

Por otra parte, el atrapamiento de inclusiones ricas en gas (tipo II) a partir de un medio líquido es bastante común en este tipo de depósitos. Estas burbujas de gas pueden consistir en vapor de un líquido en ebullición o muy pequeñas cantidades de constituyentes gaseosos en el líquido indicando efervescencia. Considerando que las soluciones naturales son sistemas multicomponentes, el término efervescencia sería el más adecuado, pero el de uso frecuente es ebullición. Más aún, numerosos autores han establecido que la ebullición es un mecanismo potencial para la depositación mineral; entre otros se puede citar a Kamilli y Ohmoto (1977); Rye y Sawkins (1974), Coveney (1981).

En la veta Susana Beatriz frecuentemente se detecta la presencia simultánea de inclusiones tipo I y II, en mayor medida en los clavos mineralizados. Esta simultaneidad además de probar la existencia de ebullición convierte a las inclusiones fluidas en





Fotomicrografías: N° 1: Tres clases de cuarzo - N° 2: Cuarzo con fantasmas de crecimiento - N° 3: Inclusiones fluidas densa y poco densa en un mismo plano - N° 4: Inclusiones fluidas tipo I y II coetáneas - N° 5: Inclusión fluida tipo III con cristal hijo de dawsonita - N° 6: Inclusión fluida tipo III con cristal hijo de filossilicato.

un excelente geotermómetro de probada eficacia (Roedder, 1984).

De acuerdo a lo expuesto, la importancia de la ebullición en yacimientos polimetálicos y de oro es manifiesta, razón por la cual se debe tener total seguridad de que este proceso efectivamente ha tenido lugar. Para ello es necesario realizar un estudio exhaustivo pues la sola presencia de inclusiones ricas en gas no es suficiente, ya que pueden ocurrir simplemente por un estrangulamiento o *necking down*. En Susana Beatriz se han encontrado numerosas evidencias petrográficas que confirman que ha existido ebullición, y que ha sido contemporánea con el estadio principal de mineralización. Por ejemplo, se pueden observar en un mismo plano inclusiones ricas en gas de mayor tamaño que las respectivas ricas en líquido (fotomicrografía 4). De haberse producido por efectos de postmineralización de estrangulamiento, la relación de tamaños debería ser inversa. Además, es común observar racimos constituidos exclusivamente por inclusiones gaseosas. Según Bodnar *et al.* (1985) éstas son pruebas irrefutables de ebullición. Además, como se explicará más adelante, los datos termométricos confirman dicha ebullición en esta zona.

Las inclusiones tipo III determinadas en Susana Beatriz poseen las mismas características que las observadas en la veta Plantífero Oeste (Bengochea *et al.* 1984). Al avanzar en el estudio petrográfico de los distintos niveles se ha comprobado la abundancia relativa de las diferentes clases de inclusiones polifásicas, por ejemplo en el nivel 105 se presentan cristales hijos cúbicos determinados como halita y son poco frecuentes los individuos fibrosos. Hacia los niveles superiores aumenta gradualmente la presencia de minerales hijos fibrosos, haciéndose abundantes en el nivel 0 y en la superficie.

Los cristales cúbicos de halita no se disolvieron en las corridas de calentamiento por lo que existen ciertas dudas sobre su real origen, aunque Roedder (1984) enumera una serie de cambios de fase y fenómenos físicos que explican este comportamiento.

Los cristales hijos fibrosos son de dos tipos. Aquellos que ocupan un gran porcentaje de la cavidad llegando en algunos casos a comprimir y deformar la burbuja contra las paredes de la inclusión. Estos cristales son birrefringentes y las fibras forman un paquete muy denso y abigarrado (fotomicrografía 5). El segundo grupo está constituido por escasas fibras, que a veces semejan láminas; presentan una coloración amarillenta verdosa muy leve y son birrefringentes (fotomicrografía 6).

El primer tipo de cristales presenta todas las características de dawsonita (Coveney y Kelly, 1971). El segundo grupo podría tratarse de un filosilicato, por ejemplo moscovita o paragonita (Metzger *et al.*, 1977).

Este cambio en los sucesivos niveles estaría indicando una variación en la composición de los fluidos. Si una inclusión contiene agua y cloruro de sodio con presencia de un cristal hijo de halita significa que la solución debe tener una concentración mayor que la de la solución saturada a 20° C (26,47 % en peso). Por otra parte, Coveney y Kelly (*op. cit.*) sugieren que la rareza de la dawsonita como mineral de veta puede deberse a su alta solubilidad bajo condiciones hidrotermales normales.

La formación de dawsonita en depósitos hidrotermales se favorece por:

- Liberación de dióxido de carbono disuelto debido al enfriamiento del fluido o a su ebullición.
- reducción de la actividad del fluido debido a la reacción con la roca de caja.
- alta concentración de aluminio y sodio disuelto.

#### Tamaño y análisis de abundancia de las inclusiones fluidas

Con el avance del estudio petrográfico se han ido delineando otras características que marcan nuevas diferencias entre zonas ricas y pobres en la veta. Generalizando, se puede estimar que en las zonas ricas el tamaño de los individuos varía entre 10 y 40 micrones, mientras que en las pobres fluctúa en 5

micrones, superando raramente los 10 micrones.

Además de la diferencia de tamaño se observó que la cantidad de inclusiones varía considerablemente de una zona a otra, por lo tanto se intentó cuantificar dichas diferencias. Teniendo en cuenta que en un estudio de este tipo puede influir subjetivamen-

te el operador, en cada muestra se eligen 4 zonas suficientemente alejadas entre sí y se cuentan en cada una todas las inclusiones mayores de 5 micrones presentes en un área de  $0,1 \text{ mm}^2$ , definida por un ocular x6,3 y un objetivo x50.

Los resultados promedio obtenidos son los siguientes:

Nivel 105	Zona rica	--	3 muestras	--	60 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
	Zona pobre	--	2 muestras	--	31 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
Nivel 60	Zona rica	--	3 muestras	--	79 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
	Zona pobre	--	2 muestras	--	31 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
Nivel 0	Zona rica	--	2 muestras	--	86 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
	Zona pobre	--	no se determinó		
	Límite zona	--	1 muestra		88 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
Superficie	Zona rica	--	2 muestras	--	71 incl/ $0,1 \text{ mm}^2$
	Zona pobre	--	no se determinó		

Estos datos reafirman las observaciones ópticas, confirmando que existe una relación directa entre la abundancia de inclusiones y las zonas ricas de mineralización

#### CONSIDERACIONES DEL ESTUDIO PETROGRAFICO

A partir del estudio detallado de las muestras del sector Susana Beatriz se ha observado que existen diferencias notables entre las zonas ricas (bolsones mineralizados) y las zonas pobres. Se pueden enumerar ciertas características que presentan los cristales de cuarzo y las inclusiones fluidas que sirven para diferenciar ambas zonas y se mantienen constantes en la totalidad de las muestras, y a través de todos los niveles hasta la superficie.

##### Buen desarrollo de cristales:

En las zonas ricas es constante la presencia de los tres tipos de cuarzo y hay una buena diferenciación entre ellos. En los cristales de mayor desarrollo (estadio principal) se alojan las mejores inclusiones, a menudo ubicadas en el centro de los fantasmas de crecimiento o en las cabezas de los cristales cuando los mismos presentan un corte paralelo al eje cristalográfico c.

##### Presencia de fantasmas de crecimiento:

La textura de fantasmas de crecimiento o bandas de crecimiento compuestas por inclusiones primarias típicas de yacimientos epitermales, presentan mejor desarrollo y su presencia es constante en las zonas ricas.

##### Tamaño y abundancia de las inclusiones:

Es común encontrar en las zonas ricas inclusiones primarias y pseudosecundarias con un tamaño entre 10 y 40 micrones. Por otro lado, en las zonas pobres oscilan en los 5 micrones.

La cantidad promedio de inclusiones en las zonas ricas duplica y a veces triplica a la de las zonas pobres.

##### Presencia de cristales hijos y ebullición:

En los distintos niveles de las zonas ricas es abundante la presencia de cristales hijos, manifestándose un cambio desde los niveles profundos con posible presencia de halita, hasta los niveles más superficiales con predominio de cristales fibrosos (dawsonita y/o filosilicatos).

La ebullición también es constante a través de toda la zona rica, desde profundidad hasta la superficie.

Por otro lado, estos dos fenómenos están ausente en las zonas pobres.

## ESTUDIO TERMOMETRICO

### Estudio de homogeneización

Los estudios termométricos fueron realizados con una platina Chaixmecha de calentamiento y congelamiento con capacidad desde  $+600^{\circ}\text{C}$  hasta  $-180^{\circ}\text{C}$  (Poty *et al.*, 1976). El aparato fue montado sobre un microscopio Leitz Ortholux, y se utilizaron oculares x10 y x25 y un objetivo UTK 50.

Previo al tratamiento de las muestras la platina fue calibrada con sustancias estándar de punto de fusión conocido desde  $400^{\circ}\text{C}$  hasta el punto de fusión del hielo para  $0^{\circ}\text{C}$  y el punto triple del dióxido de carbono ( $-56^{\circ}\text{C}$ ) mediante inclusiones naturales de  $\text{CO}_2$  puro de la localidad de Calanda, Suiza, (Tourey, 1968). Con estos datos se confeccionó una curva de calibración para el equipo observándose una exactitud de  $1^{\circ}\text{C}$  y una precisión de  $\pm 0,6^{\circ}\text{C}$  entre  $-60$  y  $250^{\circ}\text{C}$ ; y una exactitud de  $7^{\circ}\text{C}$  y  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  de precisión entre  $250$  y  $400^{\circ}\text{C}$ .

En cada una de las muestras se trabajó con sucesivas esquirlas obtenidas de las secciones delgadas bipulidas.

Cuadro I

Nivel	Muestras	Poco densas	Densas
105	23	293	320
	24	306	324
	25	303	338
	26	301	359
	27	312	351
	Promedio	303	338
	60	28	287
29		287	299
30		285	307
115		294	317
116		296	325
Promedio		289	308
0	31	304	327
	32	285	323
C	33	283	289
	Promedio	290	313
Superficie	21	281	282
	22	276	349
	Promedio	278	315

Se efectuaron aproximadamente cuarenta determinaciones de temperaturas de homogeneización por muestra. La cantidad de datos obtenidos es importante, pero no se consideró excesiva teniendo en cuenta la gran disponibilidad de inclusiones en cada ejemplar. Más aún, como ya se explicó, en los estudios petrográficos previos se habían reconocido dos clases de inclusiones tipo I, densas y poco densas que, durante las experiencias de calentamiento mostraron una distribución de temperaturas de homogeneización bimodal, razón por la cual se ha encarado un estudio estadístico de los resultados, aunque este tratamiento escapa al objetivo del presente trabajo. Lógicamente, todo trabajo estadístico debe involucrar una cantidad razonable de datos para no introducir errores a priori.

Los resultados obtenidos se pueden clasificar según la forma de homogeneización en:

#### Temperatura de homogeneización a líquido (inclusiones tipo I)

En el cuadro I se presentan las temperaturas de homogeneización (valores medios) de muestras correspondientes a los distintos niveles, así como también las temperaturas medias de cada nivel. Como se puede observar no existen diferencias apreciables entre las muestras de las zonas ricas y las pobres, pero sí entre inclusiones densas y poco densas.

En los histogramas de la figura 2 se grafican los valores de inclusiones densas y poco densas de los distintos niveles.

#### Temperatura de homogeneización a vapor (Inclusiones tipo II)

Como ya se explicara, a partir de un líquido en ebullición, se ven entrampadas también burbujas de vapor formando así las inclusiones tipo II que tienen una densidad menor que la del punto crítico. Estas inclusiones al ser calentadas homogeneizan a la fase vapor por evaporación de la película de líquido condensado. Idealmente homoge-

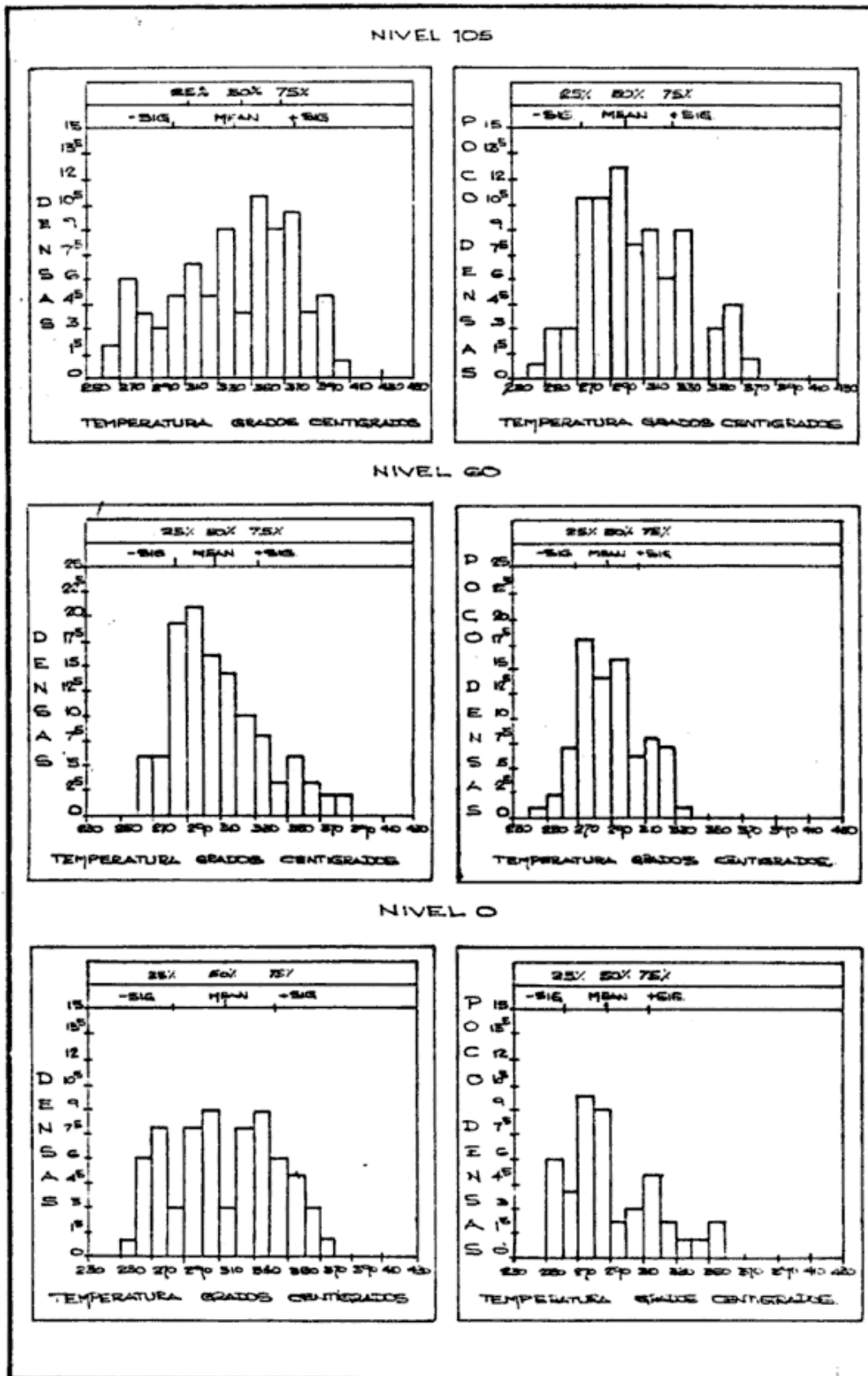


Figura 2: Histogramas de temperaturas de homogeneización de inclusiones densas y poco densas por niveles de explotación.

neizarán a la misma temperatura que las inclusiones tipo I coetáneas, aunque es común que en el momento del entrapamiento se produzca simultáneamente captura de líquido en proporciones variables junto con la burbuja de vapor, dando como resultado temperaturas de homogeneización a vapor en un rango amplio; y en algunos casos, si la cantidad de líquido atrapado es suficiente para que la densidad total sea mayor que la crítica, la inclusión homogeneizará a líquido con una temperatura mucho mayor que los valores normales (valores erráticos).

Las posibilidades de entrapamiento de inclusiones tipo II son menores que las tipo I, y esto se refleja en la cantidad de valores medidos en cada muestra, aunque según Roedder (1984) el hallazgo de sólo una de estas inclusiones es suficiente para asegurar la existencia de ebullición.

Los siguientes valores se obtuvieron en las diferentes muestras:

Muestra 23: 405,2 - 355  
Muestra 24: 361,5 - 439,3 - 379 - 401,2  
Muestra 26: 384 - 388 - 363 - 364 - 436 - 367 - 402,5  
Muestra 27: 397 - 388,2 - 383,2 - 375,9 - 412,4 - 422,5 - 392,4 - 390,6  
Muestra 31: 420 - 377,7 - 387,9 - 395,7  
Muestra 21: 371,8  
Muestra 22: 403,8 - 401,5 - 370,8

Teniendo en cuenta la cantidad de valores medidos se desprende que ha habido ebullición en toda la secuencia actualmente en explotación, y ha sido más intensa en los niveles inferiores.

#### Temperatura de homogeneización en el punto crítico

Cuando una inclusión homogeneiza en el punto crítico no se aprecia ninguna contracción o expansión de la burbuja, sólo el menisco que separa ambas fases se va haciendo cada vez más difuso y tenue hasta que desaparece. Las inclusiones que contienen agua pura tienen un punto crítico en 374,2°

C, pero la presencia de sales en solución eleva dicha temperatura. Sourirajan y Kennedy (1962) midieron el incremento de la temperatura crítica con el aumento de ClNa en distintas soluciones.

En la veta se midieron dos inclusiones en punto crítico en el nivel 105; las temperaturas obtenidas fueron 389 y 385° C.

De acuerdo con estos autores estas temperaturas estarían indicando un bajo contenido salino, de aproximadamente 2 % en peso equivalente de ClNa.

#### ESTUDIOS DE ENFRIAMIENTO

La platina Chaixmeca permite descender la temperatura hasta -180°C en pocos minutos mediante la circulación de nitrógeno líquido.

El parámetro que se determina es la depresión en el punto de congelamiento de las soluciones líquidas. Este valor es dependiente de la cantidad de soluto en el fluido y permite efectuar una estimación de la concentración de sales en la inclusión hasta límites tan pequeños como 10 gr (Roedder, 1962).

El número de mediciones efectuadas en enfriamiento es menor que en calentamiento, principalmente por dos razones:

a) es muy difícil encontrar inclusiones que tengan un buen tamaño y claridad como para analizar los distintos cambios de fase durante el congelamiento. Dichos cambios generalmente son imperceptibles y la visión es muy reducida.

b) Por otra parte, los valores obtenidos por este estudio son muy precisos, por lo que se necesita menor cantidad de mediciones que en los estudios de calentamiento.

Experimentalmente no se puede lograr el congelamiento de la fase líquida a su temperatura real (Hayase *et al.*, 1977), sino que es necesario un sobreenfriamiento (o sobreenfriamiento) muy acentuado para lograrlo. Posteriormente, al interrumpir el suministro de nitrógeno líquido se logra un aumento paulatino de la temperatura, observándose en esta etapa los cambios de fa-

Cuadro II

Muestra	Temperatura de congelamiento	Promedio	Salinidad % eq. ClNa
24	-5,2 -3,4 -3,2 -4,0 -2,7*		
	-3,9 -2,8 -1,7 -2,3	-3,24	5,37
26	-3,3 -3,5 -2,7 -3,6 -3,8	-3,81	6,12
	-4,7 -3,7 -3,4 -3,6 -6,0		
27	-3,5 -4,7 -2,9 -3,5* -3,5 -2,2	-3,37	5,53
NIVEL 105		-3,50	5,68
<hr/>			
29	-2,9 -1,2	-2,05	3,34
30	-2,2* -2,1 -2,5* -2,3*	-2,27	3,80
NIVEL 60		-2,2	3,66
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>			
31	-1,9*	-1,9	3,18
32	-1,9*	-1,9	3,18
NIVEL 0		-1,9	3,18
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>			
21	-2,0* -2,2 -2,5 -3,0* -2,0*		
	-2,6* -2,6* -3,1 -2,6	-2,51	4,13
22	-1,0* -3,5* -3,5 -2,6* -2,8		
	-2,6* -2,3	-2,66	4,38
SUPERFICIE		-2,55	4,21
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>			

\* Muestras con nucleamiento de burbuja a -50° C.

ses que ocurren, por ejemplo el momento de desaparición de la fase sólida (punto de fusión) que es equivalente a la temperatura de congelamiento.

En las muestras de Susana Beatriz dicha temperatura de fusión del hielo varió entre -4 y -5° C en el nivel 105; y entre -1,6 y -3° C hacia la superficie. En la siguiente tabla se pueden observar los datos obtenidos. En ella, además se mencionan las salinidades promedio resultantes según los cálculos de Potter *et al.* (1978), variando entre 2 % y 8,5 % en peso equivalente de ClNa.

Durante la etapa de sobreenfriamiento (hasta -120° C) algunas inclusiones mostraron un fenómeno poco común ya que se produjo el nucleamiento de una segunda burbuja original a -50° C aproximadamente, coincidiendo con el congelamiento de la fase

líquida. Por debajo de esta temperatura no fue posible observar otro cambio de fase. Dicho nucleamiento es más frecuente en las inclusiones densas que en las poco densas, y además va en aumento hacia la superficie.

Este comportamiento ha sido reportado, entre otros por Kelly y Turneure (1970) quienes lo adjudican a la presencia de CO<sub>2</sub> en concentraciones muy bajas y con baja densidad, por lo que no puede ser reconocido por presencia a temperatura ambiente (fase líquida de CO<sub>2</sub>), ya que está disuelto en la fase gaseosa o líquida.

#### CONSIDERACIONES DEL ESTUDIO TERMOMETRICO

De acuerdo con los datos obtenidos y de la observación de los histogramas se puede

considerar que las inclusiones densas y poco densas se diferencian en sus temperaturas medias, además las temperaturas de las inclusiones de vapor (tipo II) coinciden con los valores superiores de las inclusiones densas, por lo tanto se puede confirmar que ambas son contemporáneas y que ha habido ebullición. Esto, sumado a las evidencias petrográficas ya enunciadas confirman la existencia de ebullición en la zona rica en toda su extensión vertical hasta la superficie.

Considerando las temperaturas medias de las muestras en particular, y de los niveles en general se nota un descenso hacia superficie de aproximadamente 30° C, atribuible a un gradiente termal en la veta, confirmado por tratamiento estadístico (Varela *et al.*, 1988).

Considerando los promedios de temperaturas de homogeneización y las concentraciones salinas del nivel 105 (338° C y 5,68 %) y aplicando los gráficos de Hass (1971) para fluidos en ebullición hidrostática, se puede estimar la profundidad de formación en aproximadamente 1.500 m y a 120 bars de presión.

Por otra parte, la interpretación de los datos del nivel 0 (313° C y 3,18 %) marcarían una profundidad de formación de 1200 m y 97 bars de presión.

Esta diferencia entre las distancias verticales reales y las calculadas puede ser atribuida a la presencia de gas no condensable en las inclusiones fluidas. Según Bodnar *et al.* (1985) la presencia de CO<sub>2</sub> en los fluidos, aunque sea en muy pequeñas concentraciones, influye notoriamente en la determinación de la temperatura de fusión del hielo en los estudios de enfriamiento, por ejemplo puede descender dicho punto en 1,48° C sin que se verifique la presencia de CO<sub>2</sub>

Por otra parte, de acuerdo con los cambios de fase observados durante el congelamiento, con la formación de una segunda burbuja a -50° C (cuadro II) se ha sugerido la presencia de gas no condensable, posiblemente CO<sub>2</sub>, aumentando su concentración hacia la superficie; por lo que la profundi-

dad y presión calculadas para el nivel 0 deben ser mayores.

## CONCLUSIONES

Los bolsones mineralizados están caracterizados por una serie de evidencias petrográficas constantes en la totalidad de su extensión, entre las cuales se pueden enumerar:

Cristales de cuarzo de buen desarrollo, limpios, con escaso fracturamiento y textura de fantasmas de crecimiento.

El tamaño promedio de las inclusiones varía entre 10 y 40 micrones.

La abundancia promedio de las mismas supera las 60 incl/0,1 mm<sup>2</sup>, duplicando y triplicando la densidad observada en las zonas pobres.

La presencia de inclusiones tipo II (ebullición) es constante en la totalidad de la zona rica, como así también las inclusiones tipo III (con cristales hijos).

Los minerales de vena de Susana Beatriz fueron depositados en un rango de temperatura entre 270° C y 390° C a presiones de 120 bars y a 1.500 m de profundidad aproximadamente.

La presencia de minerales hijos, tales como dawsonita y/o un filosilicato en forma constante y abundante implica que las soluciones mineralizantes han estado enriquecidas en carbonato, sílice, alúmina, sodio y probablemente potasio. Además, la presencia de dawsonita indica que dichos fluidos tenían un pH de neutro a alcalino. Por otra parte, las salinidades son bajas, por lo que se concluye que los minerales de mena han sido transportados por complejos sulfurados.

La causa probable de mineralización ha sido la ebullición de los fluidos que ha provocado cambios químicos y físicos de-



sencadenando la precipitación de los metales desde la solución, con consecuente concentración de CO<sub>2</sub> hacia los niveles superiores.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al CONICET por el apoyo brindado para realizar estas investigaciones. A la empresa Cerro Castillo S. A.; al ingeniero Jorge Zapata, a los geólogos Oscar Núñez y Carlos Adrover, y demás personal profesional y técnico de Mina Angela por su colaboración durante los trabajos de campaña.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BASSI, H. y G. ROCHEFORT, 1979. Estudio de la Mina Angela, con énfasis en sus características estructurales. IIº Congr. Geol. de Chile, Arica.
- BENGOCHEA, A. L., G. R. MAS, P. J. MAIZA y M. E. VARELA, 1984. Petrografía y termometría de las inclusiones fluidas de la veta Platífero W, Mina Angela, provincia de Chubut. IXº Congr. Geol. Arg., VII: 430-442, Buenos Aires.
- BODNAR, R. J., T. J. REYNOLDS y C. A. KUEHN, 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. En: *Reviews in Economic Geology*. Berger y Gethke ed., II: 73-97, El Paso.
- COVENEY, R. M., 1981. Gold Quartz veins and auriferous Granite at the Oriental Mine, Algehany District, California. *Econ. Geol.*, 76: 2176-2199.
- \_\_\_\_\_ y W. C. KELLY, 1971. Dawsonite as a daughter mineral in hydrothermal fluid inclusions. *Contr. Mineralogy and Petrology*, 32: 334-342.
- HAAS, J. L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressures. *Econ. Geol.*, 66C: 940-946.
- HAYASE, K., G. MAS, L. BENGOCHEA y A. DE-GUILLEN, 1977. La platina de enfriamiento en el estudio de la concentración de sales en las inclusiones líquidas. *Asoc. Min. Petr. y Sed., Rev.*, VIII: 33-38.
- KAMILLI, R. y H. OHMOTO, 1977. Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia Vein, Colqui District, Central Perú. *Econ. Geol.*, 72: 950-982.
- KELLY, W. C. y F. S. TURNEAURE, 1970. Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten of the eastern Andes, Bolivia. *Econ. Geol.*, 65: 609-680.
- METZGER, F. W., W. C. KELLY, B. E. NESBITT y E. J. ESSENE, 1977. Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 72: 141-152.
- NASH, J. y T. THEODORE, 1971. Ore fluids in the Porphyry Copper Deposit at Copper Canyon, Nevada. *Econ. Geol.*, 66C: 385-399.
- POTTER, R. W., M. A. CLYNNE y D. L. BROWN, 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 73: 284-285.
- POTY, B., J. LEROY y L. JACHIMOWICZ, 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: L'installation de microthermometrie Chaixmecc. *Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., Bull.*, 99: 182-186.
- ROEDDER, E., 1962. Studies of fluid inclusions, I: low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol.*, 57: 1045-1061.
- \_\_\_\_\_, 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids. En: Barnes (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*.
- \_\_\_\_\_, 1979. Fluid inclusions as samples of Ore fluids. En: Barnes (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 2nd. Ed.
- \_\_\_\_\_, 1984. Fluid Inclusions. En: *Review in Mineralogy*. Paul Ribbe (Ed.), Mineral. Soc. Amer.
- RYE, R. y F. SAWKINS, 1974. Fluid inclusions and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Zn-Cu-Pb Deposits, Central Andes, Perú. *Econ. Geol.*, 69: 181-205.
- SOURIRAJAN, S. y G. KENNEDY, 1962. The system H<sub>2</sub>O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 260: 115-141.
- TOURAY, J. C., 1968. Recherches geoquímiques sur les inclusiones a CO<sub>2</sub> liquide. *Soc. Franc. Mineral. Cristallogr., Bull.*, 91: 367-282.
- VARELA, M. E., A. L. BENGOCHEA y G. MAS, 1988. Gradiente termal en el sector Susana Beatriz, Mina Angela, Chubut (Argentina) mediante el análisis de varianzas de las temperaturas de inclusiones fluidas. *Rev. Mus. La Plata*, (en prensa).

Recibido: 1 de febrero, 1988

Aceptado: 14 de marzo, 1989

### AMADO LEANDRO BENGOCHEA

Universidad Nacional del Sur  
CONICET  
San Juan 670  
8000 Bahía Blanca

### MARIA EUGENIA VARELA

Universidad Nacional del Sur  
CONICET

## EVOLUCION GEOMORFOLOGICA HOLOCENA EN CALETA VALDES. CHUBUT

Jorge O. Codignotto y Roberto R. Kokot

### RESUMEN

El estudio de las características morfológicas de la caleta Valdés ha revelado una multiplicidad de formas y fenómenos que en parte revelan la historia evolutiva.

Se han distinguido más de dos posiciones del nivel del mar durante el Holoceno. Al respecto cabe señalar que estas variaciones del nivel del mar han determinado la existencia de un sector norte con formas que evidencian un proceso de segmentación inconclusa fósil, en contraposición con un sector sur en el cual se distinguen formas que evidencian un proceso similar pero en evolución.

Asimismo existen formas acrecionales (seudo islas de barrera) en el interior de la caleta, es decir de morfología y ubicación opuestas respecto del mar abierto a lo que es clásico para las islas de barrera propiamente dichas, debiéndose esta rareza geomorfológica a las especiales condiciones eolo-hidráulicas.

La evolución de la espiga compuesta que limita y conforma por el este la caleta Valdés se encuentra representada por seis pulsos de crecimiento.

Finalmente se comprueba sobre la base de las diferencias de los factores genéticos, una evolución que se desvía de los patrones clásicos.

### ABSTRACT

The study of the morphological characteristics of Valdés bight has conducted to determinate a multiplicity of forms and phenomena, which reveal in part its evolutive history.

More than two sea levels in the Holocene have been discriminated. In regard it may be pointed out that these variations in sea level have determined the existence of a north stretch where there is evidence of a process of inconcluse fossil segmentation, in contrast with the south stretch in which forms can seen with evidence of a similar process but in evolution.

Likewise, there accretion forms, exists (pseudo barrier islands) in the interior of the bight, that is to say with a morphology and location, respect to open sea, opposed to the classic building of barrier islands properly considered. This morphological rareness is owed to special eolian-hydraulic conditions.

The evolution of the compound spit that limits and gives shape to the east end of Valdés bight is represented by six growth pulses.

Finally, on the base of differences in the genetic factors, there is proved evidence of an evolution that does not follow the classic patterns.

### INTRODUCCION

La caleta Valdés (figura 1), fue estudiada desde el punto de vista morfológico por Rovereto (1921), posteriormente por Codignotto (1983), y Fasano *et al.* (1983).

Codignotto (1983), señala un grupo de afloramientos correspondientes a terrazas marinas con edad de 38.700 años AP, compuestas por cuatro fajas morfológicas resultado de la hidrodinámica de acreción, y una

terrazza baja con edades  $^{14}\text{C}$  de 1.330 años, 4.180 años, 5.100 años y 5.725 años AP. Señala además dentro de la caleta un ambiente restringido que evoluciona según el esquema de Zenkovich (1959 y 1967).

Fasano *et al.* (1983), coinciden con el esquema de cuatro fajas hidrodinámicas, señalando edades para la terraza alta de 41.000 años, 39.000 años y 34.000 años AP. Para la terraza baja no aportan edades.

Las edades holocenas publicadas por Codignotto (1983), y la edad de 2.160 años AP

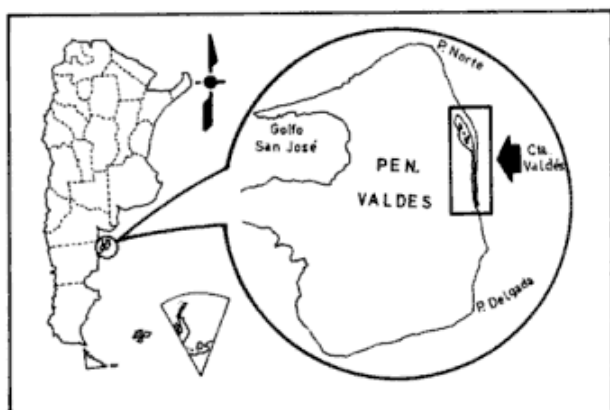


Figura 1: Mapa de ubicación.

agregada en el presente trabajo, permiten realizar una valoración temporal en cuanto a los elementos de la evolución morfológica de la caleta Valdés.

## DESCRIPCION GEOMORFOLOGICA

### FORMAS EXTERIORES

#### Espigas de barrera

El sector estudiado está representado por una albufera cuya máxima elongación es de 30 km coincidiendo aproximadamente con la dirección norte-sur, comunicándose con el mar mediante un canal ubicado en la parte sur.

La caleta limita al oeste con los depósitos marinos pleistocenos de la península Valdés (Codignotto, 1983), y al este con dos espigas holocenas de crecimiento opuesto: la primera crece de norte a sur, mientras que la otra, mucho más pequeña, crece de sur a norte.

**Espiga norte:** Esta es recurvada compuesta del tipo descrito por Johnson (1938), en la cual se identifican los distintos estados de su evolución mostrando formas construccionales seguidas por formas de erosión con cambios de dirección en el crecimiento, evidenciados por la morfología cordoniforme compuesta. Dicha espiga está constituida por cordones litorales de distintas generaciones, tal como se representa en las figuras 2 y 3.

Esta espiga compuesta es de barrera, del tipo de las estudiadas por Leatherman

(1980), y Hayes (1975). En ella se reconoce la existencia de relictos de espigas en gancho, seis en total. El primero de estos relictos descrito de norte a sur, denominado en el presente trabajo protoespiga (I en figura 2 y a en figura 4), presenta su parte distal parcialmente erosionada y un cuerpo lagunar distal relíctico. El origen de estas lagunas se explica por fenómenos de difracción en el extremo de una espiga, dando origen a típicas formas en gancho, es decir con proyecciones territoriales hacia el interior del cuerpo ácuo. Estas proyecciones están representadas por grupos de cordones litorales. Un segundo paso se inicia con la deriva litoral producida en el sector interno, originando acreción con las proyecciones antes mencionadas, y que da lugar a cuerpos de agua aislados. El segundo relikto (II en figura 2 y b en figura 4), se infiere por la divergencia terminal de los cordones litorales, en este punto la espiga compuesta tuvo estimativamente una longitud de 12 km. El tercer relikto (III en figura 2 y c en figura 4), se encuentra en un estado intermedio de erosión respecto de los mencionados anteriormente y su longitud es de 15 km. El cuarto (IV en figura 3 y d en figura 4), presenta aún pequeños cuerpos de lagunas distales, siendo su longitud de 20 km. EL quinto (V en figura 3 y e en figura 4), presenta dos lagunas distales y divergencia terminal, siendo su longitud de 26 km. Por último, el sexto (VI en figura 3 y f en figura 4), representado por la morfología actual tiene la terminación típica en gancho con una laguna distal, siendo la longitud de la espiga compuesta de 28 km.

Las paleoformas demuestran que el crecimiento se ha producido por pulsos, conformando una espiga de barrera.

**Espiga sur.** Es compuesta y compleja según Johnson (1938), su desarrollo en sentido longitudinal es de 2 km y presenta varias lagunas originadas por crecimiento. El conjunto representado por la espiga norte y la espiga sur conforman una espiga doble del tipo descrito por Leatherman (1980).

Para la realización de las figuras 2 y 3 han sido utilizadas fotografías aéreas obtenidas

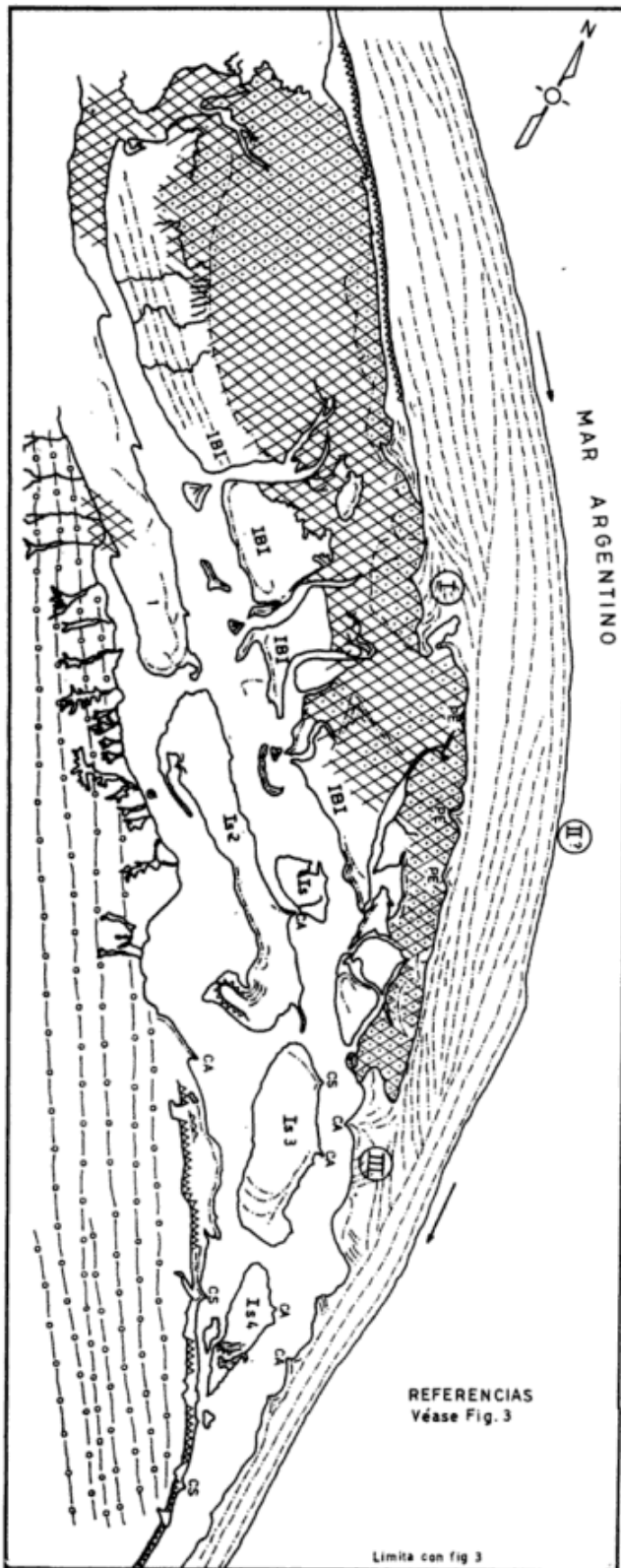


Fig 2

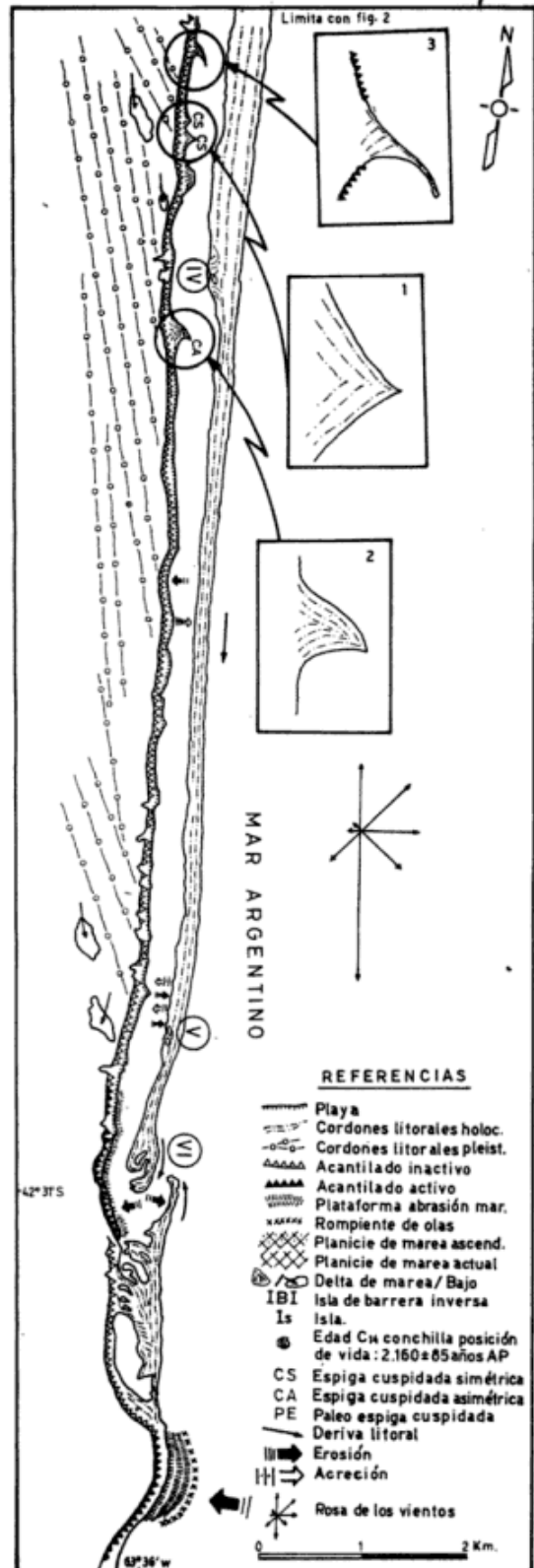


Fig 3

Figura 2: Mapa geomorfológico de Caleta Valdés Norte. Figura 3: Mapa geomorfológico de Caleta Valdés Sur.

por el Servicio de Hidrografía Naval en el año 1971, en escala 1:20.000.

Durante un vuelo efectuado por los autores en noviembre de 1987, se comprobaron cambios en la morfología del sector sur de la caleta Valdés, véase fotografía 1. Como se observa comparando la figura 3 con la fotografía 1, la espiga norte ha progradado en los últimos 16 años unos 400 m, indicando una deriva neta de norte a sur tanto en el pasado como en la actualidad, en oposición a Fasano *et al.* (1983) que indican una inversión en la deriva litoral. Cabe señalar, que de haber deriva de sur a norte, deberían existir en punta Norte formas de acumulación; por ejemplo espigas recurvadas, territorios cuspidados, etc. Sin embargo, allí sólo existen formas de erosión.

La espiga sur fue en parte erosionada, presentando en su sector medio una nueva espiga en gancho. Durante el lapso comprendido entre la obtención de las fotografías por el Servicio de Hidrografía Naval y la obtenida por los autores, la evolución siguió los patrones que se señalan en el capítulo de espigas de barrera.

## FORMAS INTERIORES

### Planicies de mareas

El sector norte presenta morfologías correspondientes a planicies de marea. Cabe señalar la presencia de una planicie de marea ascendida con canales de marea afuncionales, algunos de los cuales presentan un diseño modificado, propio de un ambiente subaéreo. Asimismo se observan deltas de marea ascendidos (figura 2). También se observa una planicie de marea actual con sus correspondientes canales y deltas de mareas (figura 2).

El conjunto conforma un sistema que ha tenido un comportamiento hidráulico similar tanto en el pasado como en el presente.

### Islas

En el sector norte de la caleta existen dos tipos de islas que están en un ambiente res-

tringido y no expuestas al ataque del mar abierto:

A) En la figura 2 se observan cuatro territorios: 1, 2, 3 y 4, de los cuales los tres últimos constituyen restos de islas de barrera, mientras que el primero son los restos de la parte proximal de una espiga. El conjunto constituye el resto de una espiga que se habría segmentado según la teoría de Gilbert-Fisher, según Leatherman (1980).

Las islas de barrera son formas cuyo comportamiento depende del aporte de sedimentos, del cambio de nivel del mar y energía del mar. No son formas fijas sino que constituyen un sistema que responde a cierta dinámica (Leatherman, 1980).

B) Asimismo las otras forman parte de un sistema característico con orientación inversa respecto de las formas típicas, por ello son denominadas islas de barrera inversas en el presente trabajo, pudiendo también haberse originado por la segmentación de una espiga.

Estas islas presentan una playa, expuesta al ataque de las olas provenientes del oeste, y en algunos casos un grupo de cordones litorales sobre los que se encuentran sedimentos eólicos que no llegan a conformar dunas; en su margen este presentan planicies de mareas.

Los deltas de marea observados, tanto funcionales como los afuncionales (ascendidos), responden a la dinámica de los canales existentes entre estas islas.

### Espigas cuspidadas

En el sector norte existen paleoformas que están en una posición altimétrica más alta respecto del resto de la caleta. En ambos casos, formas actuales y paleoformas, se encuentran espigas cuspidadas simétricas CS (figura 3,1), y espigas cuspidadas asimétricas CA (figura 3, 2).

Por último cabe mencionar un tipo de espiga cuspidada que difiere de las anteriormente mencionadas, ya que presenta en su porción distal una proyección hacia el cuerpo ácuo similar a una pequeña espiga en

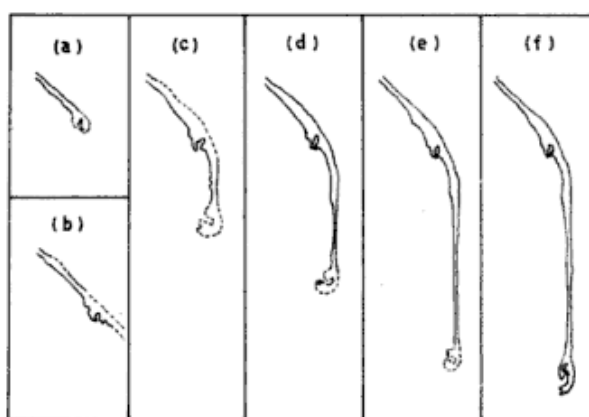


Figura 4: Esquema evolutivo. Espiga Norte.

gancho (figura 3, 3), que corresponde a una espiga tipo Azov (Zenkovich, 1967).

#### Formas erosivas

Las formas erosivas encontradas son:

a) Acantilados inactivos, que están desarrollados a partir de cordones litorales pleistocenos y holocenos. Estos son observados especialmente en el margen oeste de la caleta, donde aparecen cortados por profundas cárcavas de gran desarrollo que permiten constatar niveles de material biogénico, también se encuentran en el margen este, en el sector norte y en algunas islas.

b) Los acantilados activos se observan en el margen oeste y frente al canal que comunica la caleta con el mar. También fuera de la caleta, al sur de ésta.

c) Las plataformas de abrasión marina se observan frente a los acantilados activos, y son formas de escaso desarrollo.

d) Las bahías de erosión se desarrollan sobre la playa y en ambos márgenes de la caleta, reconociéndose por la forma de media luna y por presentar un pequeño acantilado que limita con formas de acreción.

#### EDADES

La espiga de barrera compuesta presenta edades comprendidas entre 1.330 años AP y 5.100 años AP según Codignotto (1983).

Asimismo, para el presente trabajo se utiliza la edad de 2.160 años AP (cuadro I). Es-

ta edad fue obtenida de bivalvos en posición de vida del estadio inicial de acreción de una espiga cuspidada correspondiente al ciclo actual. Ello significaría que el último pulso de variación del nivel del mar y consecuentemente el inicio de las nuevas formas de segmentación no superaría en mucho los 2200 años AP.

#### Cuadro I

Muestra	Edad C-14	Inf. INGEIS	
v1	4180 ± 100	2034	*
v2	5100 ± 100	2035	*
v3	1330 ± 80	2060	*
v4	5725 ± 105	2061	*
v6	2160 ± 85	2063	**

\* Codignotto (1983)

\*\* presente trabajo

#### DINAMICA Y EVOLUCION EN EL INTERIOR DE LA CALETA

Al estudiar la evolución de una laguna costanera se consideran las siguientes condiciones (Zenkovich, 1967):

1) La longitud relativa del cuerpo ácuco a considerar, o sea la relación largo/ancho.

2) La existencia o no de material inconsolidado en la línea de costa, para lograr o no un flujo saturado.

3) Los vientos de la región, para determinar si éstos coinciden o no con el eje mayor del cuerpo ácuco, y si en esa dirección las intensidades son equivalentes en los sentidos opuestos.

Las condiciones precedentes surgen de los siguientes aspectos:

El ángulo de aproximación de un tren de olas a la línea de costa para el cual es mayor el grado de desplazamiento de material se designa  $\emptyset$ . De la comparación de datos surge que el valor de  $\emptyset$  es aproximadamente 45°. Este valor no permanece constante sino que varía en función de los factores principales que afectan la refracción: el tamaño y la naturaleza de la ola, gradiente del fondo, morfología subácuca y estado de marea,

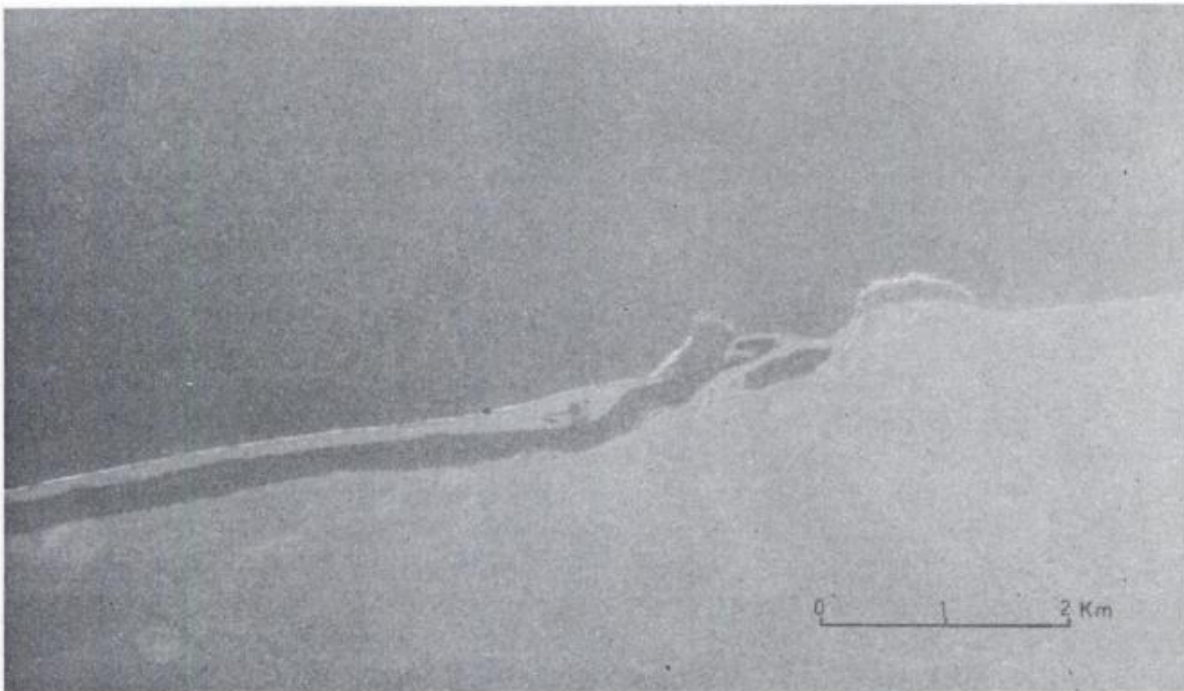


Foto 1: Vista del sector sur de caleta Valdés, noviembre 1987.

pero se puede tomar  $\theta = 45^\circ$  sin cometer un gran error.

Si las olas se acercan en ángulo agudo menor que  $\theta$  (figura 5), y sobre la costa hay material inconsolidado, bajo estas condiciones la línea de costa es inestable y cualquier cambio en el sistema de olas favorece la construcción de pequeñas formas submarinas o subaéreas. Si la línea de costa se dirige hacia el mar, el flujo se satura a expensas de la erosión producida en este sector, y cuando la línea de costa se proyecta hacia el continente, disminuye la capacidad del flujo y comienza a acumular material construyéndose una nueva forma (figura 5). El resultado es la construcción de espigas cuspidadas, según el siguiente proceso: donde haya una pequeña irregularidad en la línea de costa y la capacidad del flujo sea constante, el material se acumulará en el extremo y crecerá en un ángulo  $\theta$  respecto a la dirección de las olas; si ésta es a lo largo del eje mayor, el depósito crecerá en un ángulo aproximado a  $45^\circ$  respecto de la línea de costa. A medida que el depósito crece protege un tramo mayor de la costa y cuando se acercan olas desde la dirección opuesta, debido a un cambio en la dirección del viento, se producirá un flujo de material que se de-

positará en el sector cóncavo, entre la base del depósito y la costa, formando una serie de pequeñas crestas de playa curvilíneas (figura 3, 2). Este fenómeno deposicional, secundario, avanzará más cuando menor sea la diferencia entre las olas principales y las subordinadas, entendiéndose que las olas principales son las de mayor tamaño y que se desplazan en un sentido, y las olas subordinadas son de menor tamaño y se desplazan en sentido contrario. Como el material proviene del área protegida por la misma forma, se producirá una pequeña bahía debido a la erosión (figura 5). Cuando la energía de las olas principales predomina nuevamente, el flujo de material se reanuda en el sentido original y gradualmente aumenta su capacidad, produce el próximo depósito y el tramo de costa del cual deriva se convierte en una bahía de erosión que se une con la antes considerada. En estas bahías es común observar pequeños acantilados que comprueban lo antes señalado.

La distancia entre las espigas cuspidadas está relacionada con el ancho del cuerpo de agua, siendo según Zenkovich (1967), de 1 a 1,5 veces el ancho, casi independientemente de la profundidad y del tamaño del material. En el comienzo se desa-

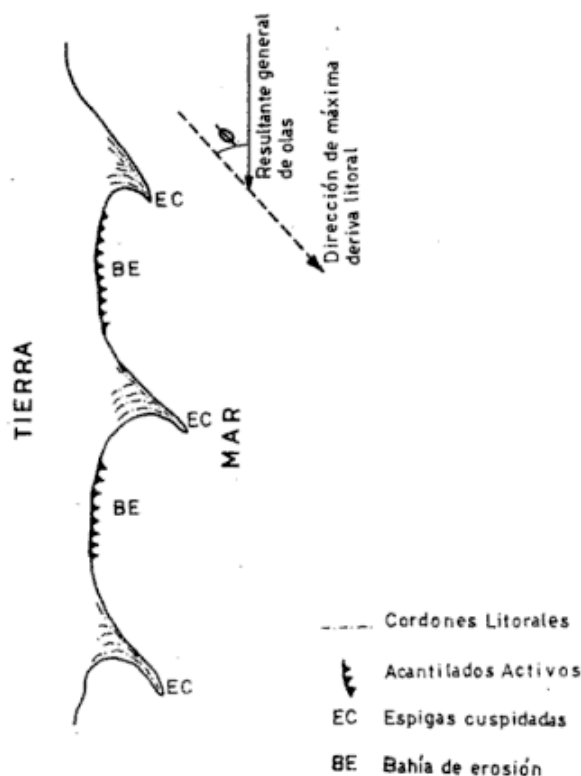


Figura 5: Origen de espigas cuspidadas y bahías de erosión.

rollan muchas espigas pero las más estables son las que se hallan igualmente espaciadas, mientras que las intermedias al quedar en las bahías están sujetas a erosión.

Según Zenkovich (1967), existe un punto de divergencia a partir del cual las espigas se orientan hacia los extremos del cuerpo de agua, este punto no siempre se encuentra en el centro geométrico sino que depende de los efectos dominantes de uno o determinados vientos. Las olas alcanzan su máximo desarrollo en el extremo opuesto desde donde viene el viento. Si los vientos soplan a lo largo del eje de la laguna y son equivalentes, en la parte central del cuerpo de agua crecerán enfrentadas dos espigas que al unirse cambian el régimen de olas ya que la contracción del área de generación hace que éstas ya no alcancen el valor energético original y su efecto sobre la costa sea menor. Así culmina la primera etapa de la evolución, ya que en un principio todas las espigas cuspidadas eran asimétricas con su

orientación hacia el extremo más cercano del cuerpo de agua, por lo tanto la causa principal de la asimetría desaparece. Al continuar el proceso, todas las espigas cuspidadas aumentan su simetría, el contorno de los correspondientes tramos de agua se redondea y los depósitos se estabilizan, ya que las olas al no acercarse en un ángulo muy agudo en ningún punto, culmina la tendencia de originar nuevas espigas.

Finalmente las espigas opuestas al unir sus extremos por acreción segmentan el cuerpo ácuo (figura 6).

Al evaluar las condiciones existentes en la caleta Valdés, puede determinarse que la relación longitud/ancho, es decir la longitud relativa, es 50 y no 20 como en el esquema de Zenkovich (1967).

Asimismo, en el presente ejemplo existe material inconsolidado sobre ambas márgenes, lo que facilita la saturación del flujo, cosa que no sucede en el ejemplo clásico.

Respecto a los vientos, Zenkovich (1967), señala como condición vientos coincidentes con el eje mayor del cuerpo ácuo

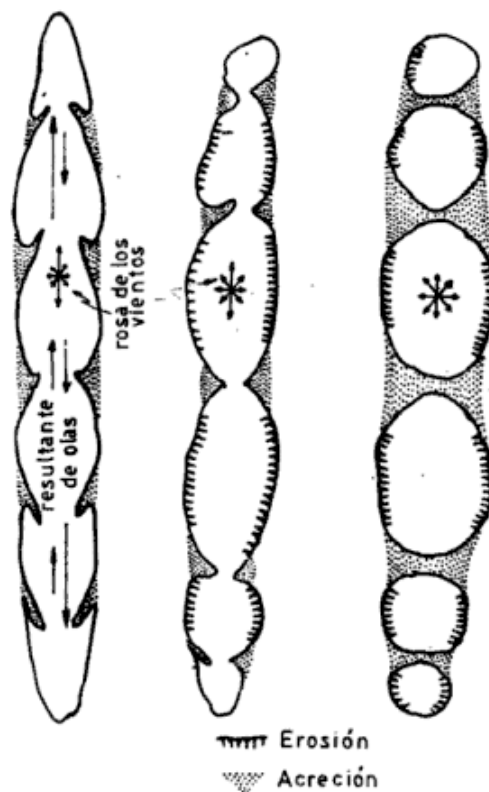


Figura 6: Esquema evolutivo. Modificado de Zenkovich.



e intensidades equivalentes en ambos sentidos. En la región las condiciones se cumplen parcialmente ya que de la rosa de los vientos (figura 3), construida en base a datos del Servicio Meteorológico Nacional, Estación Punta Delgada, surge que predomina el viento norte con importancia de los vientos sur, sudoeste, noroeste y oeste.

Debido a las especiales condiciones existentes y la importancia de las corrientes de marea, se concluye que la evolución se aparta parcialmente del esquema clásico.

### CONCLUSIONES

Dentro de la caleta se determinó la presencia de formas de segmentación. Una fósil e inconclusa de edad holocena temprana y otra actual en desarrollo.

La espiga de barrera holocena que margina por el este a la caleta muestra seis pulsos de crecimiento.

La evolución interior de la caleta se aparta parcialmente de la evolución clásica, comprobándose que el espaciamento entre las espigas cuspidadas es de 2 a 2,5 veces el ancho de la caleta y no de 1 a 1,5 veces. Asimismo, cabe señalar que la longitud relativa, es decir longitud/ancho es de 20 según el esquema clásico; en tanto que en el presente ejemplo dicha relación es de 50.

Se han determinado islas morfológicamente semejantes a las islas de barrera según el concepto clásico, con la diferencia fundamental que se encuentran en un ambiente restringido en lugar de mar abierto, orientadas de manera inversa respecto del mar y el continente, y por último, evolutivamente responden a un descenso del nivel del mar.

La playa actual en el interior de la caleta tendría una edad máxima poco mayor de 2.200 años AP.

Durante los últimos 16 años la espiga norte progradó 400 m aproximadamente, lo

que no significa necesariamente que haya progradado a razón de 25 m por año.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al doctor Luis Spalletti la lectura crítica del trabajo y sus valiosas sugerencias.

Parte de los trabajos de campaña fueron solventados con Subsidio CONICET Leg. 10865/83 y Subsidio CAPLI Leg. 077794/85.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CODIGNOTTO, J. O., 1983. Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa Fueguino-Patagónica. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemicycle Deglacial en la Argentina, abril 1983, Actas, 12-26, Mar del Plata.
- FASANO, J. L., F. T. ISLA y E. J. SCHNACK, 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut). Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemicycle deglacial en la Argentina, abril 1983, Actas: 27-47, Mar del Plata.
- HAYES, M. O., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. En: Cronin, L. E. (Ed.) Estuaries Research. Acad. Press, 2: 3-22.
- JOHNSON, D. W., 1938. Shore processes and shoreline development. John Wiley & Sons, Inc. 1-584, New York.
- LEATHERMAN, S. P., 1980. Barrier island handbook. Nat. Park. Serv. Coop. Research Unit. The Environmental Institute. Univ. Massachusetts at Amherst, 1-101.
- ROVERETO, G., 1921. Studi di Geomorfologia Argentina. Soc. Geol. Ital., Boll., XL (5): 1-47.
- ZENKOVICH, V. P., 1959. On the genesis of cusped spits along lagoon shores. J. Geol. 67, 3: 269-279.
- \_\_\_\_\_, 1967. Processes of coastal development. Oliver & Boyd. Edimburgh and London: 783.

Recibido: 10 de febrero, 1988

Aceptado: 30 de setiembre, 1988

**JORGE O. CODIGNOTTO**

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
CONICET

**ROBERTO R. KOKOT**

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

# CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DEL ABRA DE LA VENTANA Y ADYACENCIAS. SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

Guillermo F. Dias

## RESUMEN

Se presenta el mapa geológico-estructural de la zona situada al sur del cerro de la Ventana. La estructura mayor del área constituye un gran anticlinorio de rumbo general N30°O, con flanco oriental más inclinado. La fracturación observada, de escaso desarrollo, responde a tres tipos principales: longitudinales (sintectónicas), transversales (postectónicas) y un último de carácter gravitacional (postectónicas). De acuerdo con los estudios realizados se discuten las características de la falla "Abra de la Ventana".

En base a los diagramas de diaclasas analizados se discriminan las mismas en cuatro sistemas: transversal, longitudinal, de cizalla y de alivio de carga. Finalmente los datos obtenidos permitieron definir la disposición de los tres ejes de deformación tectónica del área.

## ABSTRACT

The geologic-structural map of the area south of Cerro de la Ventana, shows a largest structure which is a big anticlinorium with a N30°W general strike and a more inclined eastern slope. The observed poorly developed fractures, corresponds to three main types: longitudinal (syntectonic), transversal (posttectonic) and gravitational (posttectonic). The main features of "Abra de la Ventana" fault are discussed, considering the previous studies.

Based on analysis of the diaclase diagrams it is posible to discriminate them into 4 systems: transversal, longitudinal, shearing and of load relief. The obtained data allowed to determinate the settling of the three deformation axes of the main tectonic of the area.

## INTRODUCCION

La zona en estudio está localizada en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, al noreste del partido de Tornquist, entre los meridianos 61°54' y 62°07' L.O. y los paralelos 38°03' y 38°07' L.S., abarcando de este modo todo el abra de la Ventana.

Esta contribución es un resumen del Trabajo Final de Licenciatura presentado en la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de La Plata (Dias, 1983). El objeto del mismo fue la caracterización de la meso y macroestructura y la ubicación de los ejes de deformación tectónica. Para ello se realizó un mapeo detallado del área, conjuntamente con dos perfiles geológicos y más de 500 mediciones de planos de estratificación, clivaje, diaclasas y fracturas.

El mapeo se efectuó sobre la base de fotografías aéreas y mosaicos fotográficos a escala 1:20.000, mientras que los perfiles con plancheta a escala 1:5.000. El análisis se completó con la confección de diagramas petrotectónicos y el estudio de una docena de cortes microscópicos.

## ANTECEDENTES

Muchas han sido las contribuciones sobre las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. De los trabajos de índole regional: Schiller (1930), Harrington (1947, 1970), Suero (1957a y b), Kilmurray (1975), Llambías y Prozzi (1975), Rolleri (1975) y Varela (1978) se desprenden algunas diferencias en lo que se refiere a la ubicación estratigráfica de las distintas unidades, cantidad y edad de los esfuerzos que plegaron la

estructura y el área fuente de los sedimentos. Fue Harrington (*op. cit.*) el científico que más aportes brindó al conocimiento del área y es su esquema estratigráfico general el que aún se mantiene vigente. Con el avance de las técnicas de investigación, principalmente en lo pertinente a las dataciones radimétricas, y datos estructurales (Massabie y Rossello, 1984a y b) se han propuesto otras interpretaciones que modifican sustancialmente el cuadro estratigráfico (Kilmurray, *op. cit.* y Varela, *op. cit.*).

En cuanto a la ubicación cronológica de las distintas unidades, es destacable el hecho de que sólo la Formación Lolén y el Grupo Pillahuincó han podido ser datados por medio de fósiles. Numerosos han sido los artículos relacionados con este tema, a saber: Schiller (*op. cit.*), Andreis (1964a), Harrington (1947, 1955), Suero (1957), Antonioli (1966), Furque (1967, 1973) y Andreis *et al.* (1979).

Posteriormente se realizaron fechados radimétricos de rocas ígneas por Cingolani y Varela (1973) y Varela y Cingolani (1976). Se llegó así a discriminar, además del basamento cristalino del cerro Pan de Azúcar-Aguas Blancas con edades de aproximadamente 650 Ma, al menos tres eventos magmáticos posteriores.

La estructura del área ha sido definida por Harrington (*op. cit.*) como de plegamiento puro, con hasta 8 órdenes de pliegues, en contraposición a las ideas de Schiller (1930), quien proponía amplios corrimientos. Posteriormente Cucchi (1966) y Amos y Urien (1968) describen la presencia de fallas. Finalmente Llambías y Prozzi (*op. cit.*) destacan la existencia de espejos de fricción en los planos de estratificación como prueba de que la deformación no fue del todo plástica. También mencionan para afirmar este aserto la presencia de *kink bands* en la secuencia; en un trabajo más reciente Rossello y Massabie (1981) en base a un estudio detallado de dichas estructuras las adjudican a un esfuerzo posterior.

En lo que atañe a la cubierta más moderna son destacables los trabajos de Harring-

ton (1936) y Andreis *et al.* (1971) específicos sobre la Brecha Cerro Colorado.

## CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS

La zona de la Sierra de la Ventana donde se realizó este estudio, está constituida casi exclusivamente por rocas paleozoicas correspondientes al denominado Grupo Ventana (formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén). Sobre el mismo y en discordancia angular se sobreponen reducidos afloramientos de rocas asignadas al Terciario superior, a los cuales sobreyacen los sedimentos cuaternarios.

La litología del área no presenta ninguna variación significativa con las descripciones realizadas por Harrington (*op. cit.*) y posteriores autores para la totalidad de la sierra. Debido a ello y porque el objetivo de este trabajo se centra en la geología estructural es que para el aspecto estratigráfico se remite al lector a la bibliografía pertinente (Llambías y Prozzi, *op. cit.*) y a continuación se dan sólo los datos relevantes o necesarios para el análisis estructural.

Es un hecho conocido que los afloramientos de la Formación Bravard, aunque ocupan posiciones topográficamente altas al norte del Abra no se hallan expuestos en ningún sector al sur del mismo. La Formación Lolén, si bien se halla estratigráficamente por encima de la Formación Providencia, en algunos lugares esta relación está localmente invertida como consecuencia de hallarse el contacto en el flanco oriental de anticlinales volcados.

La zona estudiada abarca sólo la porción superior de la Formación Lolén, en la que se reencontraron y extendieron dos niveles fosilíferos portadores de moldes de braquiópodos de la fauna malvinocáfrica del Eo devónico (figura 1). Uno de los cuales representa una verdadera brecha conquifera (Andreis, 1964a).

La Brecha Cerro Colorado (Terciario superior?), asentada en discordancia angular sobre el Paleozoico, fue localizada en afloramientos aislados sólo al oeste del Abra y

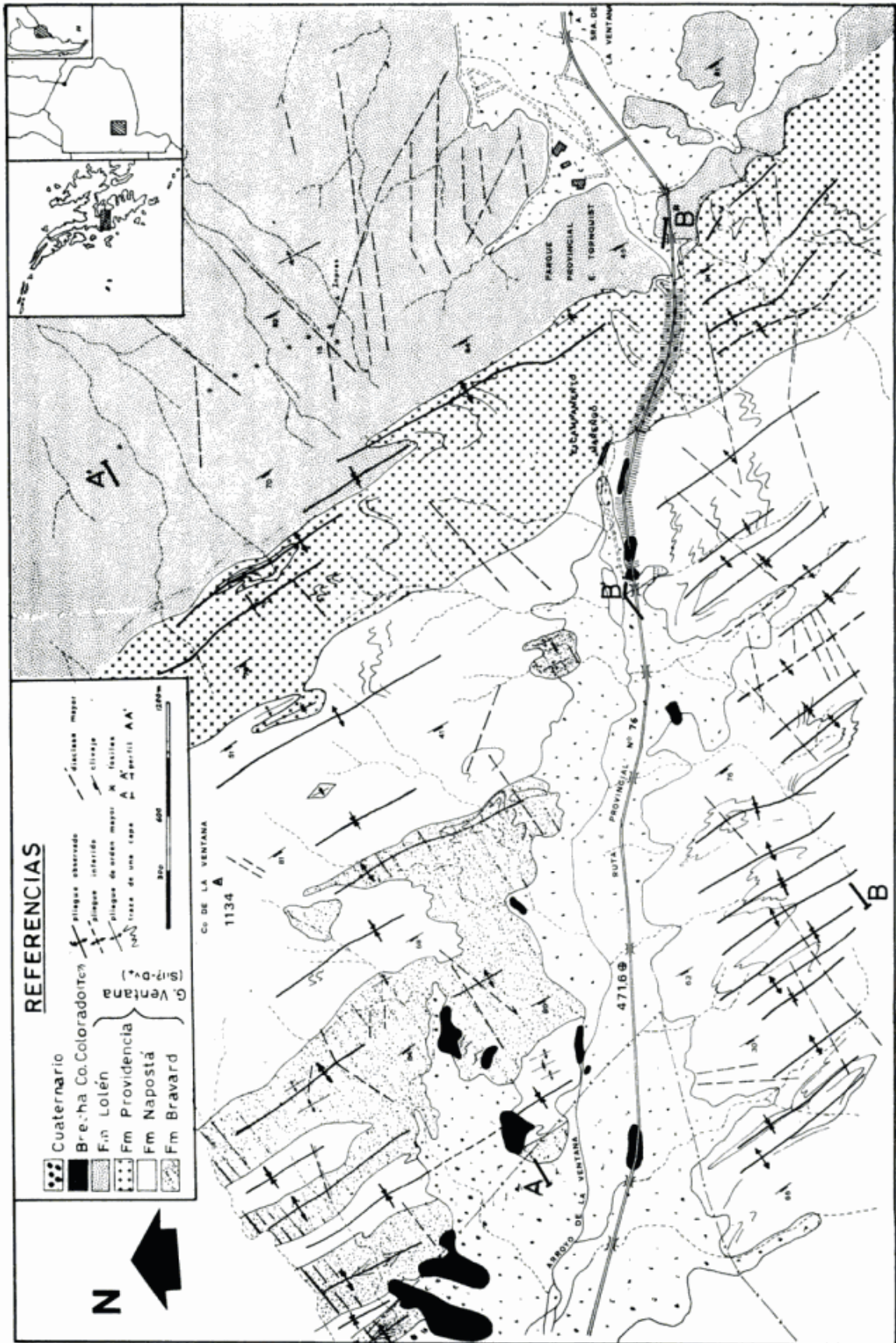


Figura 1: Mapa geológico-estructural del Abra de la Ventana.

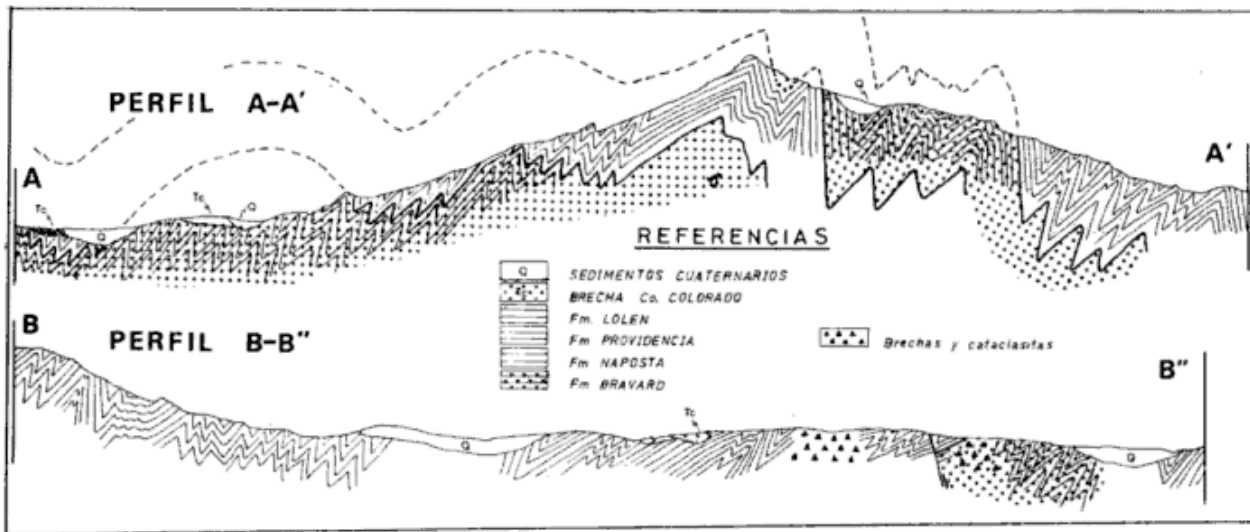


Figura 2: Perfiles geológicos.

principalmente al norte de la ruta 76, (figura 1). Según Andreis *et al.* (*op. cit.*) se trataría del producto de muy variados ambientes, desde cursos de agua con mucha carga detrítica hasta verdaderos depósitos de remoción en masa y conos de deyección.

### ESTRUCTURA

La estructura general del área está integrada por amplios pliegues primarios replegados en otros de orden superior. Se han reconocido con seguridad cuatro órdenes (figuras 1 y 2).

La sección estudiada del Grupo Ventana configura estructuralmente un amplio anticlinorio, con su eje dispuesto al este del cerro de la Ventana, rumbo general N30°O y flanco oriental más inclinado. Esta estructura mayor representa los pliegues de primer orden y si bien el anticlinorio, parcialmente expuesto, no se completa totalmente en esta zona, se infiere una semilongitud de onda de aproximadamente 3 km (figura 2, perfil A-A').

Los pliegues de segundo orden tienen una longitud de onda que varía entre 300 y 600 m. Al sur del Abra, en las cuarcitas de la Formación Napostá, los anticlinales presentan como característica los flancos occidentales casi siempre rectos, mientras que

los orientales se encuentran usualmente replegados.

Los pliegues mesoscópicos mantienen el rumbo N30°O, están volcados al nordeste, con planos axiales inclinados unos 50°-70° al sudoeste y aunque se aproximan sus flancos nunca llegan a ser isoclinales. Su longitud de onda oscila entre 20 y 50 m. Estos pliegues son de tipo similar en las formaciones Bravard y Napostá, convirtiéndose casi en paralelos en los gruesos bancos de la Formación Providencia, con la consecuente disarmonía de la secuencia. Son comunes los despegues locales y movimientos entre los planos de estratificación. Ya en la Formación Lolén los pliegues son de tipo cabrío, aunque aquí la determinación es más difícil a causa del enmascaramiento que produce la esquistosidad. En algunos sectores se observan engrosamientos de charnelas. En las areniscas de la Formación Providencia la relación medida entre espesor de charnela y flanco es de 1:0,8.

La distribución de la estratificación representada en el diagrama de frecuencia de la figura 3a muestra un gran predominio de los azimut entre 315° y 346° e inclinaciones que van entre los 12° y 75° hacia el sudoeste. De este diagrama se desprende el carácter cilíndrico de los pliegues (los polos se ubican en un círculo máximo). En este caso

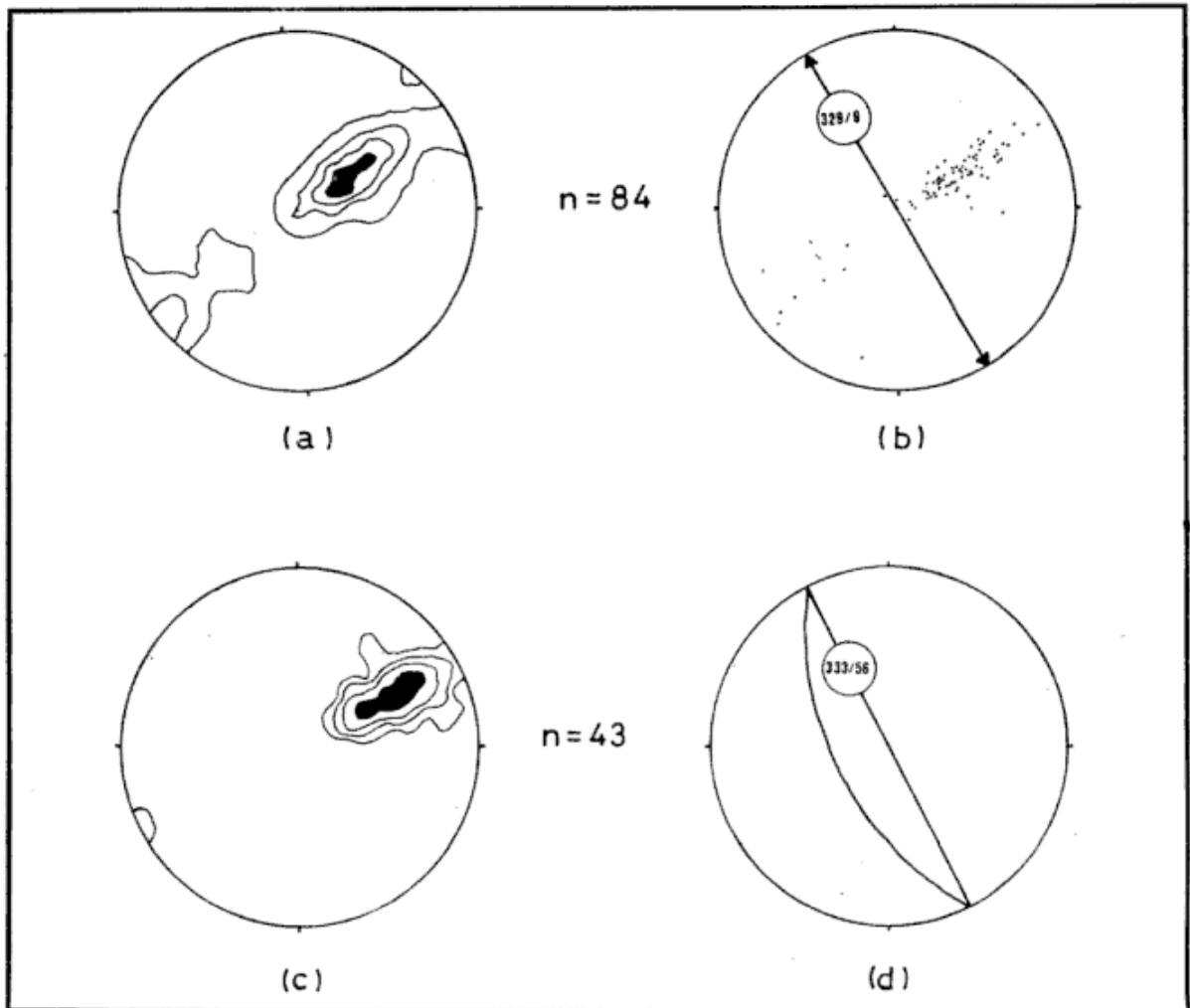


Figura 3: (a) diagrama de frecuencias de planos de estratificación del Grupo Ventana. Curvas de contornos de 1, 5, 10 y 20 % por área 1 %; (b) diagrama pi de los pliegues del área, los cuales se ajustan a pliegues cilíndricos de ejes horizontales y azimut  $329^{\circ}$ ; (c) diagrama de frecuencias y (d) sintético de la esquistosidad del Grupo Ventana. Curvas de contornos de 1, 5, 10 y 20 % por área 1 %.

la presencia de una sola moda no debe ser interpretada como una prueba del carácter isoclinal de los flancos (Ramsay, 1964), pues como se dijo los mismos no llegan nunca a este punto. Como uno de los flancos está replegado la toma de datos a través de la estructura no es estadísticamente uniforme, estando más representado el limbo recto (flanco occidental de los anticlinales). Esto mismo se desprende de la comparación con el plano medio estadístico del clivaje de plano axial (figura 3d); el mismo se dispone con igual rumbo pero unos  $25^{\circ}$  más inclinado que el plano medio de la estratificación.

Es común hallar espejos de fricción y material milonítico en los planos de estratifica-

ción, evidenciando el movimiento producido entre los estratos al plegarse.

Todo el grupo está afectado por una esquistosidad o clivaje de plano axial muy conspicuo (figura 3c). La distribución del mismo se hace entre los límites de  $322^{\circ}$  y  $344^{\circ}$  de azimut y  $32^{\circ}$  y  $80^{\circ}$  de inclinación. La media de estas mediciones,  $333^{\circ}/56^{\circ}SC$ , se representó en la figura 3d. Sólo en algunas cuarcitas (sección superior de la Formación Providencia) no se manifiesta el clivaje, pero constituye la característica dominante de la Formación Lolén. Sobre esta estructura se han desarrollado en la Formación Lolén estructuras *kink bands*, como las localizadas a unos 200 m al noroeste de la Estación Sismológica INPRES (figura 1). El único jue-

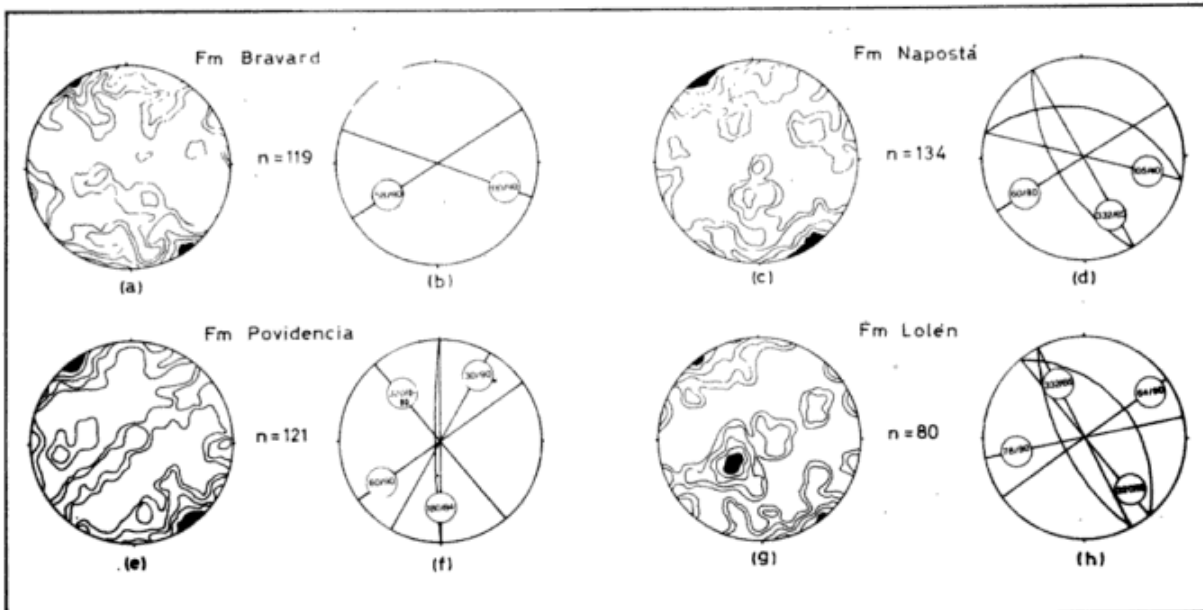


Figura 4: Diagrama de frecuencias y sintético de la disposición de diaclasas en (a), (b) Formación Bravard; (c), (d) Formación Napostá; (e), (f) Formación Providencia y (g) y (h) Formación Lolén. Curvas de contornos de 0,5; 1; 3; 5 y 10 % por área 1 %. Proyección hemisferio inferior.

go encontrado es vertical y de tipo dextrógiro, con un espesor de las bandas de 2-4 cm. El rumbo de estas estructuras es N85°E y la esquistosidad se desvía en ellas unos 30°. Rossello y Massabie (1981), en el sector de contacto entre las formaciones Lolén y Sauce Grande, concluyen que el esfuerzo que produjo los *kink bands* tenía una dirección aproximadamente paralela a la esquistosidad. Estos autores recalcan la condición de relativa fragilidad que tuvieron que tener las rocas para que se formaran estas estructuras.

El intenso diaclasamiento es otro de los rasgos sobresalientes de estas rocas. Los juegos principales son en su mayoría verticales y los resultados de las mediciones están representados en los diagramas de la figura 4. El diagrama de frecuencia de la Formación Bravard (figura 4a) muestra claramente el predominio de dos juegos de diaclasas. Uno bastante importante con un azimut que varía entre 50° y 65° e inclinación entre 90° y 80°. El otro juego es secundario y presenta mayor dispersión en azimut (90°-120°) e inclinación vertical a subvertical. Las medias de ambos juegos están representadas en la figura 4b.

Las diaclasas de la Formación Napostá (figura 4c) repiten el juego principal de la

Formación Bravard, ahora con un azimut que oscila entre los 50° y 75° e inclinación vertical (90°-80°). Dos son los juegos secundarios. Uno de azimut 105°, con límites entre 96° y 110°, y unos 40° de inclinación hacia el norte. El otro juego, de azimut 332° e inclinación 60°SO, si bien es una moda poco marcada es detectable ya que se repite en las formaciones Providencia y Lolén, como se verá más adelante. La medias de los juegos están representadas en la figura 4d.

Las diaclasas de la Formación Providencia (figura 4e y f) se concentran también en el juego principal en este caso de azimut 55° y variación entre los 45° y 64°, e inclinación esencialmente vertical (90°-80°). Los juegos secundarios son: 30°/90°, 180°/84°O y un último juego que si bien es de azimut restringido, 320°, toma todos los valores posibles de inclinación.

Por su parte la Formación Lolén presenta dos juegos principales de diaclasas (figura 4g). Uno de ellos es común a las otras formaciones, es decir de 54° de azimut (variando entre 50° y 58°) y vertical. El otro es de azimut 320°, con dispersión que va entre los 306° y 332°, y una inclinación que varía entre los 28° y 50° al noreste. Los juegos secundarios son dos. De estos la moda de mayor frecuencia, 332°/65°SO, se repite en las

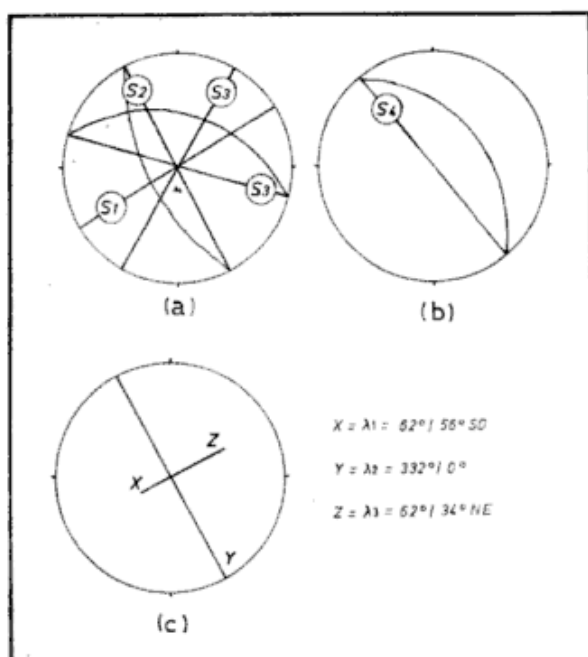


Figura 5: (a) y (b) disposición de los sistemas de diaclasas del Grupo Ventana. (S1: transversal, S2: longitudinal, S3: de cizalla y S4: de alivio de carga). (c) disposición de los ejes principales de deformación de la fase plegante principal en el área del Abra de la Ventana.

formaciones Napostá y Providencia. La otra moda,  $78^\circ/90^\circ$ , si bien puede ser considerada un juego independiente también podría interpretarse como parte del juego principal  $54^\circ/90^\circ$ . La representación de estos juegos se ha hecho en la figura 4h.

La interpretación de los diagramas citados nos permite efectuar las siguientes observaciones:

Los sistemas de diaclasas reconocidos en la zona de estudio se pueden describir como pertenecientes a dos grupos. Por un lado aquellos que responden a los esfuerzos que plegaron la pila sedimentaria paleozoica (figura 5a) y por otro los que no son producto de dichos esfuerzos (figura 5b). El primer grupo está compuesto por tres sistemas, a saber:

**S1. Sistema de diaclasas transversales**, con un azimut aproximado de  $56^\circ$  y esencialmente vertical, se encuentra en todas las formaciones y es el estadísticamente más frecuente.

**S2. Sistema de diaclasas longitudinales**, con un azimut de  $332^\circ$  e inclinando unos  $60^\circ$  hacia el suroeste. Se encuentra en las formaciones Napostá y Lolén y posiblemente también en Providencia, representado en esta unidad por el juego  $320^\circ/0^\circ$  a  $90^\circ$ , puesto que es factible que dicha moda esté representando una mezcla de poblaciones; que serían, un juego de diaclasas longitudinales de moderado a alto ángulo de inclinación y otro juego que tomaría los ángulos de inclinaciones bajos a horizontales (figura 4e).

**S3. Sistema de diaclasas oblicuos**. Formado por dos juegos:  $30^\circ/90^\circ$  y  $105^\circ/40^\circ \text{N}$ , presentes en las formaciones Providencia y Napostá respectivamente. El último juego también se encontraría en la Formación Bravard, con una pequeña variación en el azimut ( $110^\circ/90^\circ$ ). Estos juegos conforman un sistema de diaclasas de cizalla, cuya bisectriz aguda es paralela a la dirección del esfuerzo compresivo.

El otro grupo de diaclasas (figura 5b) está compuesto por un solo sistema, S4, que genéticamente respondería a un alivio de carga. De azimut  $320^\circ$  e inclinación  $39^\circ$  noreste es una moda muy importante dentro de la Formación Lolén (figura 4g), y muy posiblemente esté representado en la Formación Providencia con las inclinaciones bajas del juego  $320^\circ/0-90$  ya que, como se dijo anteriormente, en esta moda se mezclarían dos poblaciones (figura 4e).

Como se observa en los diagramas de la figura 4 en ninguna de las formaciones del Grupo Ventana se encuentran todos los sistemas de diaclasas mencionados; esto es debido a que se trata de unidades que presentan distintas litologías y posiciones diferentes en la estructura mayor. Principalmente en la combinación de estos dos factores es donde habría que buscar la explicación del por qué en cierta formación se ha desarrollado o no un determinado juego de diaclasas.

Vinculadas al intenso diaclasamiento descrito en las rocas del Grupo Ventana, se ha reconocido una serie de venas de cuarzo no mineralizadas. Tal como lo destacara



Andreis (1964b) se pudieron diferenciar dos grupos fundamentales. El primero es de tipo pretectónico y/o sintectónico, por lo general concordante con la estratificación. Es frecuente que se hallen bastante replegadas, ya que han sido afectadas también por los movimientos diferenciales entre los estratos, formándose pequeños replegamientos que en algunos casos por adelgazamiento de los flancos se transforman en *rods de cuarzo*, como los observados a unos 1200 m al noreste del Ex-campamento Marengo (en la Formación Providencia). El segundo grupo de venas es postectónico y está localizado en las *d'*acclasas transversales y longitudinales.

Si bien no muy frecuente, otras de las estructuras mesoscópicas presentes es la estructura *pinch and swell*, que nunca llegan a ser verdaderos boudinage. Los *boudines* se disponen con su longitud mayor paralela al eje de los pliegues, lo cual indica una extensión perpendicular a los ejes de los mismos (Ramsay, 1977).

Con respecto a la fracturación observada en la zona de trabajo se reconocieron 3 tipos:

El primero, fue originado junto con el plegamiento. De rumbo paralelo a los pliegues se ha producido en los flancos volcados de los anticlinales. Cuando éste ocurre monta a los mismos sobre el sinclinal vecino y a pesar de ser de sólo metros a centímetros de rechazo, evidencian que la deformación tuvo también un comportamiento frágil.

El segundo tipo de fracturas es transversal a los ejes de los pliegues y se evidencia solo por la presencia de fajas de brechamiento y espejos de fricción. Estas son verticales, no muy extensas, y en cuanto a su génesis Masabie y Rossello (1985) las vinculan al campo de esfuerzos del sistema de la falla "Abra de la Ventana". Una de estas fallas fue encontrada por debajo de la Brecha cerro Colorado sin producir desplazamiento de la misma (remanente ubicado a 500 m hacia el norte del arroyo de la Ventana).

El tercer tipo se encuentra expuesto en el Abra. Son pequeñas fallas subverticales de

tipo gravitacional de pocos centímetros de rechazo y posiblemente se originaron por asentamientos muy localizados (figura 2, perfil B-B").

En cuanto a la falla transcurrente "Abra de la Ventana" estudiada por Amos y Urien (1968) se mencionan tres argumentos para sustentar su existencia y rechazo: a) presencia de brechas, cataclasitas y milonitas en una angosta faja de 1.500 m de largo; b) desaparición abrupta de la Formación Bravard al sur del Abra y c) diferencias en las alturas relativas de la Brecha cerro Colorado al sur y al norte del Abra.

La citada faja de brechas y milonitas está puesta de manifiesto en el perfil B-B" (figura 2) y es demasiado importante para haberse originado a causa de cualquiera de las pequeñas fallas señaladas más arriba. En cuanto al punto b) de los argumentos citados, para constatar si esta desaparición se producía o no por el buzamiento de los ejes de los pliegues, se plotearon 84 datos de estratificación para realizar un diagrama pi (figura 3b). Del mismo se desprende que estadísticamente los ejes son horizontales y por lo tanto es un argumento a favor de la presencia de la falla.

El punto en el cual se disiente en este trabajo con respecto a lo expresado por Amos y Urien (*op. cit.*) es el relacionado con las variaciones altimétricas de la Brecha Cerro Colorado. Tres son los argumentos para ello:

1 - El rechazo vertical determinado por los autores citados no se concilia con la desaparición abrupta de la Formación Bravard al sur del Abra, puesto que para que ello ocurra, el bloque hundido debería ser el sur y no el norte como se concluye del análisis.

2 - Las cotas comparadas de la brecha son las del cerro Guardián (425-400 m) contra las del cerro Napostá (650-600 m) y cerro Colorado (575-525 m). Si bien hay diferencia entre las dos comparaciones, ésta es de la misma magnitud que la diferencia entre el cerro Napostá y cerro Colorado. Por otro lado observando las cotas de los afloramientos de la Brecha cerro Colorado desde el ce-

ro Guardián hasta el Abra, se deduce que la máxima diferencia de altura es de unos 100 m. De tal manera que si se comparan las cotas más altas del norte del Abra con las del cerro Colorado, éstas son de la misma magnitud. Estas variaciones altimétricas son propias de la Brecha cerro Colorado, debido al tipo de sedimento que representa (Andreis *et al.*, 1971).

3 - Teniendo entonces la precaución de hacer comparaciones entre afloramientos no muy alejados se deduce que la falla no ha desplazado a la Brecha cerro Colorado. El afloramiento ubicado al sur de la ruta N° 76, tiene casi la misma cota que los que están en el corte del camino y el que se encuentra sobre el lecho de un arroyo, al norte del Abra (figura 1). Esto mismo ocurre con las fallas menores transversales a los ejes de los pliegues ya descritas, y vinculadas por Massabie y Rossello (*op. cit.*) a la falla transcurrente. Como se ha dicho no desplazan a la Brecha Cerro Colorado.

Se ha discutido ampliamente en la literatura geológica las relaciones existentes entre la esquistosidad de plano axial y los ejes del elipsoide de deformación. Un resumen de las diferentes posturas es expuesta detalladamente por Hobbs *et al.* (1981). Sin embargo la coincidencia general es que las esquistosidades son perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento finito ( $\lambda_3$ ). Presentándose las mayores oposiciones cuando se trata del clivaje de crenulación (Cosgrove, 1976) en el cual las experiencias indicarían otra posición (al menos cuando la deformación no es muy intensa).

Siguiendo lo expresado arriba el eje de acortamiento tectónico (Z) se encuentra perpendicular al plano medio del clivaje de plano axial o sea en los  $62^\circ/34^\circ$ NE. Según Hobbs *et al.* (*op. cit.*: 256) "el que los ejes de los pliegues fueran paralelos a  $\lambda_1$  (elongación) en regiones extensas, parecería sugerir que para los cinturones plegados resulta más fácil ajustar su acortamiento con una extensión según una dirección horizontal paralela al eje del pliegue que según la dirección vertical. Esto parece improbable". Análisis efectuados sobre manchas de re-

ducción y ooides han indicado que la extensión máxima es aproximadamente perpendicular al eje del pliegue. Como además debe estar dentro del clivaje de plano axial queda determinado con bastante precisión el eje de alargamiento tectónico (X) y por lo tanto también el eje intermedio (Y) (figura 5c). Esto es coherente con la extensión que indica la estructura *pinch and swell* y el engrosamiento de las charnelas de los pliegues.

Es importante aclarar que se está analizando la deformación principal de la sierra, que produjo la totalidad de las estructuras mayores y gran parte de las microestructuras, y no de la deformación posterior o final, determinada por Rossello y Massabie (*op. cit.*) a partir del sistema *kink bands*, cuyos ejes estarían girados  $90^\circ$  con respecto a los establecidos aquí.

## CONCLUSIONES

De lo expuesto precedentemente se llega a las siguientes conclusiones:

La megaestructura del área es un anticlinorio con rumbo general  $N30^\circ O$ , eje horizontal y flanco oriental más inclinado. Pliegues cilíndricos tanto cabríos, paralelos como similares han sido observados en el Grupo Ventana.

Todo el conjunto paleozoico está afectado por una esquistosidad o clivaje de plano axial muy conspicuo ( $N333^\circ/56^\circ SO$ ).

Los sistemas de diaclasas reconocidos son: transversales ( $N56^\circ E$ ), longitudinales ( $N28^\circ O$ ), oblicuas o de cizalla ( $N30^\circ E$  y  $N75^\circ O$ ) y de alivio de carga ( $N40^\circ O$ ).

La fracturación observada, de escaso desarrollo, responde a tres tipos principales: longitudinales a la estructura mayor (sintectónicas), transversales a la misma (postectónicas) y por último los de carácter gravitacional (postectónicas).

Según nuestro criterio la falla "Abra de la Ventana" sería anterior a la depositación de la Brecha cerro Colorado (Tc?).

En base a todas las observaciones realizadas, se determinaron los ejes de deformación tectónica para el área, que son: eje de alargamiento tectónico, X ( $62^{\circ}/56^{\circ}\text{SO}$ ); eje intermedio, Y ( $332^{\circ}/0^{\circ}$ ) y eje de acortamiento, Z ( $62^{\circ}/34^{\circ}\text{NE}$ ).

### AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al señor Antonio Forte por la confección de los dibujos y al doctor Ricardo Varela por la lectura crítica del manuscrito.

Un especial agradecimiento al doctor Carlos Cingolani por su apoyo y dirección durante la realización del presente trabajo.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMOS, A. J. y C. M. URIEN, 1968. La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIII (3): 197-206, Buenos Aires.
- ANDREIS, R., 1964a. Estudio de la zona de braquiópodos del Grupo de Lolén (Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires). *Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, Notas*, II (5): 1-10.
- \_\_\_\_\_, 1964b. Petrología del Grupo eodevónico de Lolén, Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). *Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires, An.*, V: 79-124.
- \_\_\_\_\_, L. A. SPALLETTI y M. M. MAZZONI, 1971. Sedimentología de la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses. *Prov. Buenos Aires, Com. Inv. Cient.*, 65-96.
- \_\_\_\_\_, J. J. LLUCH y A. M. IÑIGUEZ, 1979. Paleocorrientes y paleoambientes de las Formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. VI<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Buenos Aires, II: 207-224.
- ANTONIOLI, J. A., 1966. Lista de fósiles del Paleozoico de la provincia de Buenos Aires. *Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires*, 1-47.
- CINGOLANI, C. A. y R. VARELA, 1973. Examen geocronológico por el método Rubidio-Estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes Bonaerenses. V<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 349-371.
- COSGROVE, W., 1976. The formation of crenulation cleavage. *Journ. of the Geol. Soc.*, Vol. 132, part 2.
- CUCCHI, R., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXI (2): 71-106.
- DIAS, G. F., 1983. Estudio geológico de la zona ubicada al sur del cerro de la Ventana y adyacencias. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Univ. Nac. La Plata, Trab. Licenc.*, (inéd.), 1-67.
- FURQUE, G., 1967. Estratigrafía de la región de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. *Acta Geol. Lilloan.*, IX: 79-114, Tucumán.
- \_\_\_\_\_, 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34 m, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. *Serv. Nac. Min. Geol., Bol.* 141, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J., 1936. El conglomerado rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña. *Inst. Mus. La Plata. Obra del Cincuent.*, II: 145-184, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Bol. Dir. Geol.*, 61, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1955. The Permian Eurydesma Fauna of Eastern Argentina. *Journ. of Paleont.*, XXIV (1): 112-128, Tulsa.
- \_\_\_\_\_, 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena Aulacogénica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXV (2): 151-181, Buenos Aires.
- HOBBS, B. E., W. D. MEANS y P. F. WILLIAMS, 1981. *Geología Estructural*. Ed. Omega, Barcelona.
- KILMURRAY, J. O., 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (4): 31-348, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. J. y C. R. PROZZI, 1975. Ventania. VI<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., *Relat.*, 79-101.
- RAMSAY, J. G., 1964. The uses and limitations of beta-diagrams and pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. *Geol. Soc. London, Quart. J.*, 120: 437-454.
- \_\_\_\_\_, 1977. Plegamiento y fracturación de rocas. Ed. Blume, Madrid.
- ROLLERI, E. O., 1975. Provincias geológicas bonaerenses. VI<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., *Relat.*, 29-53, Buenos Aires.
- ROSSELLO, E. A. y A. C. MASSABIE, 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (3): 272-285.
- MASSABIE, A. C. y E. A. ROSSELLO, 1984a. Estructuras deformativas del Abra de la Ventana y adyacencias, Sierras Australes de Buenos Aires. I<sup>o</sup> Reun. de Trabajo del Grupo de Microtectónica, Actas, Buenos Aires.

- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1984b. La discordancia pre-Sauce Grande y su entorno estratigráfico. IXº Congr. Geol. Arg., I: 337-352, Bariloche.
- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1985. Evidencias de fallamiento de segundo orden en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. IIº Jorn. Microtectónica, Bahía Blanca, Actas. En prensa.
- SCHILLER, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la provincia de Buenos Aires. Mus. La Plata, An., 2º Ser., IV, 1º parte, La Plata.
- SUERO, T., 1973. Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. L.E.M.I.T., ser. II, 216, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1973b. Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. L.E.M.E.T., ser. II, 236, La Plata.
- \_\_\_\_\_, C. PROZZI, J. RAFAEL y P. LUNA, 1957. Geología de las Sierras de Pillahuincó (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). L.E.M.I.T., ser. II, 74, La Plata.
- VARELA, R., 1978. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (1): 52-62, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y C. A. CINGOLANI, 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. VIº Congr. Geol. Arg., I: 543-556, Buenos Aires.

Recibido: 9 de marzo, 1988

Aceptado: 29 de mayo, 1989

**GUILLERMO F. DIAS**

Centro de Investigaciones Geológicas  
1900 La Plata

# FORAMINIFEROS Y BIOESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO MEDIO DE SANTA CRUZ ORIENTAL

Carolina Náñez

## RESUMEN

Se estudian los foraminíferos del Terciario medio de nueve perforaciones del área oriental de la provincia de Santa Cruz y se presenta un esquema de correlación. Se incluyen datos de superficie y se discuten aspectos bioestratigráficos. Los principales hallazgos y conclusiones son: 1) el género *Boltovskoyella* se registró en superficie en niveles basales de la secuencia terciaria del Gran Bajo de San Julián; en subsuelo en niveles asignados a la Formación Man Aike. 2) La Formación Río Leona se interdigita en parte con la Formación San Julián. 3) Se registró en subsuelo, en la Formación Monte León, la Asociación de *Martinottiella-Spirosigmoilinella*, indicadora de aguas frías y relativamente profundas. 4) Las diferencias microfaunísticas entre las Formaciones San Julián y Monte León, indican un cambio ambiental, relacionado con una discordancia.

## ABSTRACT

Mid Tertiary foraminifers from nine wells from eastern area of the Santa Cruz province are studied and a correlation scheme is presented. Surface data are included and biostratigraphy is discussed. Main finds and conclusions are: 1) *Boltovskoyella* was registered in the basal levels of the tertiary sequence outcropping in Gran Bajo de San Julián; in subsurface, in levels assigned to Man Aike Formation. 2) Río Leona Formation interdigitate in part with San Julián Formation. 3) *Martinottiella-Spirosigmoilinella* Association was registered in subsurface, in Monte León Formation. 4) The conspicuous microfaunistic difference between San Julián and Monte León Formations suggests an environmental change, related to an unconformity.

## INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es tratar aspectos bioestratigráficos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz mediante el estudio de foraminíferos. Se presenta una correlación de perforaciones del área y se ilustran las especies más relevantes. Un adelanto de los resultados obtenidos en este trabajo, junto con otros referidos al Terciario medio de Santa Cruz y Tierra del Fuego, se encuentra en Malumán y Náñez (1989).

El área comprendida se extiende desde cabo Blanco (42° lat. S) al norte hasta cabo Buen Tiempo (51°30' lat. S) al sur; hacia el oeste está aproximadamente limitada por el meridiano de 71° long. oeste.

El estudio se inició con muestras de superficie, a fin de facilitar la identificación de microfaunas en subsuelo y establecer su relación con las unidades litoestratigráficas. Se realizó una campaña al área de la Hoja 57 f-g Comandante Luis Piedra Buena, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina, para reconocer y muestrear las Formaciones San Julián y Monte León. En conjunto, se investigó la presencia de foraminíferos en alrededor de doscientas muestras recolectadas por geólogos de la Secretaría de Minería de la Nación y la autora. El análisis de subsuelo comprende más de quinientas muestras de nueve perforaciones realizadas por Yacimientos Carboníferos Fiscales, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, y el antiguo Servicio Hidro-

geológico de la Dirección de Minas y Geología.

### ANTECEDENTES

Entre los antecedentes de subsuelo, se destacan los estudios sobre micropaleontología, megafósiles y sedimentología de las perforaciones SC-1, SC-2 y SC-3 (Feruglio, 1938; Malumián, 1968; Malumián *et al.*, 1971; Riggi, 1979c), que constituyen un aporte fundamental al conocimiento estratigráfico de la cuenca Austral.

Por otro lado, se encuentran los análisis a escala regional, que identifican los grandes ciclos sedimentológicos (Criado Roque *et al.*, 1960; Russo y Flores, 1972; Russo *et al.*, 1980; Malumián y Ramos, 1984; Biddle *et al.*, 1986; Enadimsa, 1986). La mayoría de estos estudios carecen de control micropaleontológico manifiesto que confirme sus resultados.

Natland *et al.* (1974) propusieron un sistema de pisos para el área chilena de la cuenca Austral, basado en foraminíferos y litología, pero aún no se ha podido establecer una estricta correspondencia con las unidades argentinas (cf. Malumián y Náñez, 1989).

### ESTRATIGRAFIA

La secuencia estratigráfica estudiada en el presente trabajo tiene como límite inferior el techo de la Formación Man Aike, de edad eocena media-tardía (Malumián, en prensa), y como límite superior la base de la Formación Santa Cruz, de edad miocena temprana (cf. Marshall *et al.*, 1977). Se señalan los principales antecedentes de las unidades involucradas.

#### Formación Man Aike

Feruglio (1938) y Piátnitzky (1938a) llamaron Horizonte de Man Aike a areniscas amarillentas y verdosas con lentes y bancos de conglomerados intercalados, con fósiles marinos, apoyadas sobre los Estratos con Dinosaurios y cubiertas por los Estratos de Río Leona. La edad asignada a Man Aike varía de maastrichtiana a oligocena, según

distintos autores (Leanza, 1972; Russo y Flores, 1972; Riccardi y Rolleri, 1980; Russo *et al.*, 1980; Malumián *et al.*, 1983); de acuerdo con sus foraminíferos planctónicos es eocena media tardía-tardía temprana (Malumián, en prensa). Este autor considera que la Formación Campo Bola (Russo y Flores, 1972), al menos su sección inferior, comprende a Man Aike.

#### Formación Río Leona

La denominación de Estratos de Río Leona fue dada por Feruglio (1938) para sedimentitas aflorantes entre el sur de lago Argentino y el río Shehuen, por encima de las Formaciones Man Aike y Pari Aike, de origen estuárico y continental. Russo *et al.* (1980) las reconocieron en el subsuelo de la cuenca Austral hasta la costa atlántica, donde mencionan intercalaciones marinas.

La relación con las unidades infrayacentes ha sido considerada discordante (Russo, en Russo y Flores, 1972; Di Benedetto, 1973, en Riccardi y Rolleri, 1980; Furque, 1973) o concordante (Furque y Camacho, 1972; Ramos, 1982). Según Russo y Flores (1972), el contacto con la suprayacente Formación Patagonia es marcado y aparentemente concordante, aunque indican que no debe descartarse la existencia de un hiato estratigráfico. Según Russo *et al.* (1980), el pasaje es gradual y concordante, con un reemplazo lateral parcial entre ambas formaciones. Feruglio (1938), Furque y Camacho (1972) y Enadimsa (1986) indicaron una relación discordante.

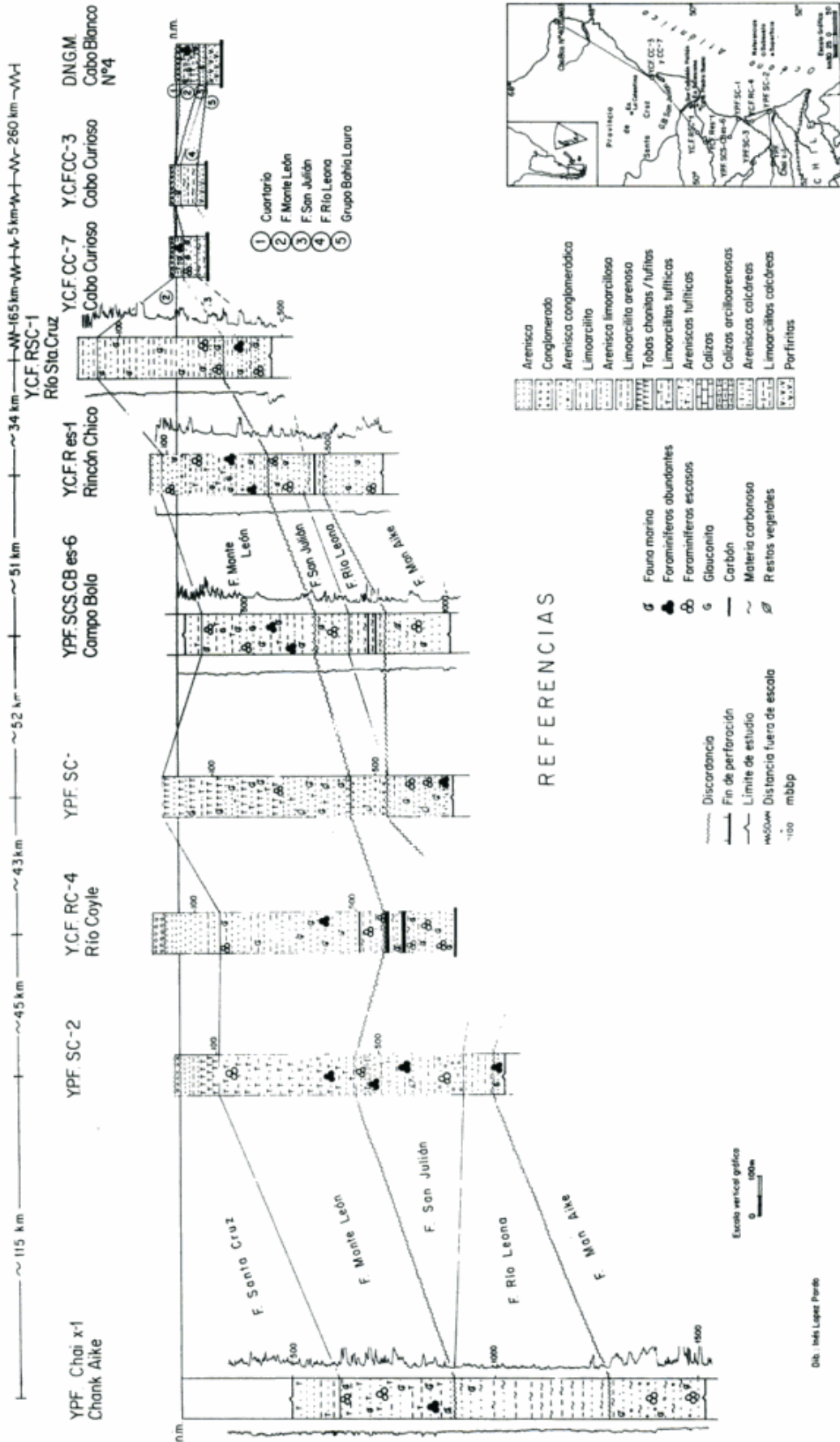
La edad asignada varía de paleocena (Leanza, 1972), paleocena-eocena (Ramos, 1982), eocena-oligocena (Riccardi y Rolleri, 1980), eocena tardía-oligocena (Malumián, en prensa), eocena tardía-oligocena temprana (Enadimsa, 1986) y oligocena media a tardía (Russo *et al.*, 1980).

#### Formación San Julián y Formación Monte León

El "Patagoniense" ha sido estudiado y mencionado bajo varias de minaciones

NE

SO



REFERENCIAS

- Discordancia
- Fin de perforación
- Límite de estudio
- Distancia fuera de escala
- 100 mbpp
- Foram. marino
- Foraminíferos abundantes
- Foraminíferos escasos
- Glauconita
- Carbón
- Materia carbonosa
- Restos vegetales

Figura 1: Esquema de correlación del Terciario medio en perforaciones de la región oriental de la provincia de Santa Cruz, basado en foraminíferos. Compilado, en parte, de Malumíán et al. (1971), Pereyra (1977), Luna (1979), Riggi (1979c), Enadimsa (1986), y legajos de perforación.

por numerosos investigadores (cf. Feruglio, 1949-1950). En particular a partir de su división en Juliense, Leonense y Superpatagoniense (Ameghino, 1898), se plantearon criterios disímiles que aún persisten sobre la nomenclatura, categoría, relaciones estratigráficas y edad de estas capas (cf. Camacho, 1979, 1980; Riggi, 1979b, 1980).

Bertels (1970) propuso las Formaciones San Julián y Monte León, correspondientes a los pisos Juliense y Leonense de Ameghino; incluyó ambas Formaciones en el Chattiano (Oligoceno superior) y señaló que no habría discordancia entre ellas. En 1975, asignó la primera al Eoceno superior-Oligoceno inferior, y la segunda al Oligoceno (Rupeliano superior y Chattiano). En 1980, consideró que la Formación Monte León podría llegar al límite Oligoceno-Mioceno.

Stipanovic y Methol (1972) aplicaron por primera vez el término Formación Patagonia para denominar al "Patagoniense" de la región del Macizo de Somun Cura. Russo y Flores (1972) y Russo *et al.* (1980) siguieron el mismo criterio en la cuenca Austral, sin diferenciación alguna.

Camacho (1974) reconoció las dos formaciones propuestas por Bertels (1970) separadas por un hiato: asignó la Formación San Julián al Eoceno inferior (y medio?) y la Formación Monte León al Oligoceno superior. En 1985, indicó una edad eocena tardía (y media?) para Meseta Chica, miembro superior de la Formación San Julián.

Malumián (1979, 1982a) consideró que la asociación de foraminíferos del "Patagoniense" era una unidad microfaunística y la asignó al Oligoceno. Malumián y Palma (1984) correlacionaron el Piso Leoniano con el Piso Gaviotiano, de Chile, y con la Formación Carmen Silva (Mioceno inferior), de Tierra del Fuego, de acuerdo con sus foraminíferos.

Los estudios sedimentológicos realizados concluyeron que el "Patagoniense" constituye una unidad litoestratigráfica con rango de Formación, denominándola Formación Patagonia. Di Paola y Marchese (1973) reconocieron los Miembros San Julián, Monte León y Monte Observación.

Riggi (1978, 1979a) reconoció solo los dos primeros, consideró que el Miembro Monte Observación no es separable de Monte León, y que este último se extendería hasta la provincia de Río Negro.

En cuanto a los trabajos micropaleontológicos sistemáticos, se destacan: Becker (1964), Bertels (1979, 1980), Malumián (1968, 1982b), Natland *et al.* (1974).

### Sedimentitas del Cañadón Las Bandurrias

Malumián y Palma (1984) describieron un afloramiento de fangolitas tobáceas y limoarcilitas grises, cercanas a Puerto Deseado, en relación discordante con el "Patagoniense" del área y con las volcanitas jurásicas. Las denominaron informalmente Sedimentitas del Cañadón Las Bandurrias. Por su contenido de foraminíferos, similar al de la Asociación de *Martinottiella* de la Formación Cabo Peña, de Tierra del Fuego (Codignotto y Malumián, 1981), las asignaron al Eoceno superior-Oligoceno inferior.

Palma *et al.* (en prensa) correlacionaron las Sedimentitas del Cañadón Las Bandurrias con la Formación San Julián, y asignaron a ambas al Eoceno superior.

### Comentarios bioestratigráficos y paleoecológicos

Las unidades litoestratigráficas y asociaciones de foraminíferos comprendidas en este estudio, sus relaciones con unidades de Tierra del Fuego, pisos chilenos y neocelandeses, y variaciones del nivel del mar, se resumen en la figura 2 (cf. Malumián y Náñez, 1989). Los puntos más destacables son:

a. El género *Boltovskoyella*. Este género fue originalmente descrito para las perforaciones SC-1 y LA. x-1 La Aurora y asignado al Eoceno superior-Oligoceno inferior (Malumián *et al.*, 1971; Malumián y Masiuk, 1972).

En la parte argentina de la cuenca Austral, el género se registra en la Formación Man Aike, Miembro superior de la Formación La Despedida y Miembro superior de la Forma-



ción Río Turbio. Los foraminíferos planctónicos señalan una edad eocena media tardía-tardía temprana para estas unidades (Malumián *et al.*, 1971; Codignotto y Malumián 1981; Malumián y Náñez, 1989; Malumián, en prensa; Carrizo *et al.*, en prensa). En la parte chilena de la cuenca Austral, muestra similar registro estratigráfico (cf. Malumián y Náñez, 1989). En este trabajo, se confirma esta distribución dado que *Boltovskoyella* fue reconocida en subsuelo en la perforación CB. es-6 Campo Bola, en niveles que, por su litología, microfauna y posición estratigráfica, se asignan a la Formación Man Aike e infrayacen a niveles asignados a las Formaciones San Julián y Río Leona.

En particular, *Boltovskoyella patagonica*, una de las dos especies reconocidas para el género, se registra en la Formación Man Aike y en el Miembro superior de la Formación La Despedida, y en Chile, en niveles considerados miradorianos basales por ENAP (Malumián y Náñez, 1989). En este trabajo, se registró en el Gran Bajo de San Julián, en un afloramiento reducido situado al sudoeste de la laguna del Carbón, a aproximadamente 4,5 km al sudoeste del Puesto Raspussi. La muestra, una arenisca mediana a muy gruesa, friable, de color castaño rojizo, se encuentra por encima de la Formación Chon Aike, de la cual está separada por un corto tramo cubierto. La microfauna es escasa y de regular conservación, con frecuentes moldes. Junto con *B. patagonica*, se registró *Astrononion echolsi*, s.l., *Buccella* spp., *Cibicides* cf. *C. pseudoconvexus*, *C. sp. 1*, *Discorbinella* sp., *Fissurina* cf. *F. pseudoorbignyana*, *Florilus grateloupi*, *Guttulina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Pullenia subcarinata quinqueloba*, *Triloculina* sp. Dada la distribución de *B. patagonica*, estos niveles son correlacionables con la Formación Man Aike, en la provincia de Santa Cruz, y con el Miembro superior de la Formación La Despedida, en Tierra del Fuego. Probablemente correspondan a la "Serie Polícroma = Riochiquense" y/o a la "Serie de las Arcillas Marrones", diferenciadas por Di Giusto (1955) en diversas localidades del Gran Bajo de San Julián.

**b. Relaciones estratigráficas y comparaciones microfaunísticas.** La Formación Río Leona infrayace a la Formación San Julián; en la región oriental de la provincia de Santa Cruz, sus niveles superiores se interdigitarían y serían reemplazados lateralmente por la Formación San Julián. Estas relaciones surgen de la presencia de microfauna típica de la Formación San Julián en niveles de las perforaciones R. es-1 Rincón Chico y RSC-1 Río Santa Cruz, asignados a la Formación Río Leona según el informe de Enadimsa (1986) y también, por la similar posición estratigráfica, la abundancia de materia carbonosa en la Formación San Julián—incluso con bancos de carbón en Cabo Curioso (Wichmann, 1922) y en la perforación RC-4 Río Coyle—y su carácter marino marginal. La ausencia de microfauna típica de la Formación San Julián en las perforaciones Chai x-1 Chank Aike y SC-3 podría explicarse como un completo reemplazo de San Julián por Río Leona.

Las asociaciones bentónicas registradas en la Formación Monte León tienen mayor similitud con las recientes de la región costera del Océano Atlántico sudoccidental que con las asociaciones de la Formación San Julián; por su parte, éstas tienen mayor similitud con las asociaciones de aguas someras del Eoceno medio superior-superior bajo que con las asociaciones de la Formación Monte León, de acuerdo con los índices de similitud de Jaccard (Malumián y Náñez, 1989). La mayor disimilitud registrada entre las asociaciones de las Formaciones San Julián y Monte León refleja cambios paleoecológicos y paleoceanográficos, probablemente relacionados con variaciones relativas del nivel del mar y con una discordancia. Los biocrones de los foraminíferos planctónicos de ambas unidades son muy extensos y no brindan la suficiente resolución cronológica que avale la existencia de un hiato.

**c. Edad de las Formaciones San Julián y Monte León.** La determinación de la edad de la Formación San Julián se dificulta por la escasez de planctónicos, frecuentemente juveniles. No se hallaron especies

planctónicas típicas y ampliamente distribuidas en el Eoceno como *Globigerapsis index* o *Testacarinata inconspicua*, morfológicamente características y registradas en la asociación del Eoceno medio superior-superior bajo de las Formaciones Man Aike y La Despedida (Malumián *et al.*, 1971; Codignotto y Malumián, 1981; Malumián, en prensa). Tampoco se registró *Subbotina angiporooides*, típica y frecuente del Oligoceno inferior del hemisferio sur. Teniendo en cuenta que está separada de la secuencia marina del Eoceno medio-superior por una discordancia y por la Formación Río Leona; el biocron de sus foraminíferos planctónicos (Bertels, 1975), y la edad de la suprayacente Formación Monte León; se considera que la edad de la Formación San Julián está comprendida entre el Eoceno cuspidal y el Oligoceno temprano.

En la Formación Monte León, los planctónicos son escasos, aunque más frecuentes que en San Julián. Las especies registradas, provenientes de los perfiles Comandante Luis Piedra Buena (Malumián y Palma, 1984), Cañadón Pallán (Irigoyen, 1986) y estancia La Celestina (Panza, 1989) son: *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerina anguliofficialis*, *G.* cf. *G. angustiumbilitata*, *G. ciperensis*, *G. praebulloides*, "*Globigerina*" *euapertura*, "*G.*" cf. "*G.*" *euapertura*, "*G.*" *gortanii*, "*G.*" *woodi woodi*, *Paragloborotalia opima opima*, *Subbotina angiporooides*, *Tenuitella posteretacea*. La concurrencia de estos planctónicos, señala que la Formación Monte León tendría una edad oligocena comprendida entre la edad de la mitad de la Zona P. 19 y la del techo de la Zona P. 21 (=N2), de Blow (1969) (28,2 a 33 Ma aproximadamente según Berggren *et al.*, 1985). No se descarta que sus niveles cuspidales alcancen el Mioceno inferior (cf. Bertels, 1975, 1980; Malumián y Palma, 1984).

**d. Asociación de *Martinottiella-Spirosigmolinella*.** Esta Asociación, definida por Malumián (1979) bajo el nombre de Asociación de *Martinottiella*, se destaca por indicar aguas frías y relativamente profundas; estaría relacionada con fenómenos de sur-

gencia y/o avances de aguas antárticas. En este trabajo, se identificó por primera vez en subsuelo en la parte argentina de la cuenca Austral, en las perforaciones CB. es-6 Campo Bola y SC-3. Por su origen, es probable que esta Asociación se encuentre recurrentemente a partir de la formación de la corriente circumpolar, en el límite Eoceno-Oligoceno (cf. Knox, 1980). Sus registros en la cuenca Austral probablemente corresponden a dos momentos geológicos.

El más antiguo, de probable edad eocena tardía-oligocena temprana, incluye:

1. Su registro en la Formación Cabo Peña, de Tierra del Fuego, donde fue originalmente definida. La edad de esta unidad es eocena cuspidal-oligocena y su relación es discordante con la infrayacente Formación La Despedida y con la Formación Carmen Silva (Codignotto y Malumián, 1981).

2. Su registro en las Sedimentitas del Cañadón Las Bandurrias, en el área de Puerto Deseado. Esta unidad es seguida en relación discordante por la Formación Monte León; fue correlacionada con la Formación Cabo Peña (Malumián y Palma, 1984) y la Formación San Julián (Palma *et al.*, en prensa).

3. Los ejemplares aislados de *Spirosigmolinella compressa* y de *Antarcticella antarctica?*, registrados en muestras de testigos de las perforaciones RC-4 Río Coyle y RSC-1 Río Santa Cruz, de tramos asignados a la Formación San Julián por su microfau-

na. El segundo registro de esta Asociación se da en la Formación Monte León, en principio en sus niveles basales, y unidades correlacionables. Representa un pulso neto y definido de aguas más frías y profundas, en comparación con otras asociaciones de la Formación Monte León (Náñez, 1989). Aquí se incluyen:

1. Los niveles con *Martinottiella*, *Spirosigmolinella* y *A. antarctica* de la perforación CB. es-6 Campo Bola, 600-650 mbbp, debido al registro conjunto de especies características de la Formación Monte León como *Cibicidoides pygmeus*, *Uvigerina bifurcata*, *Cribrostomoides* sp. 7894.

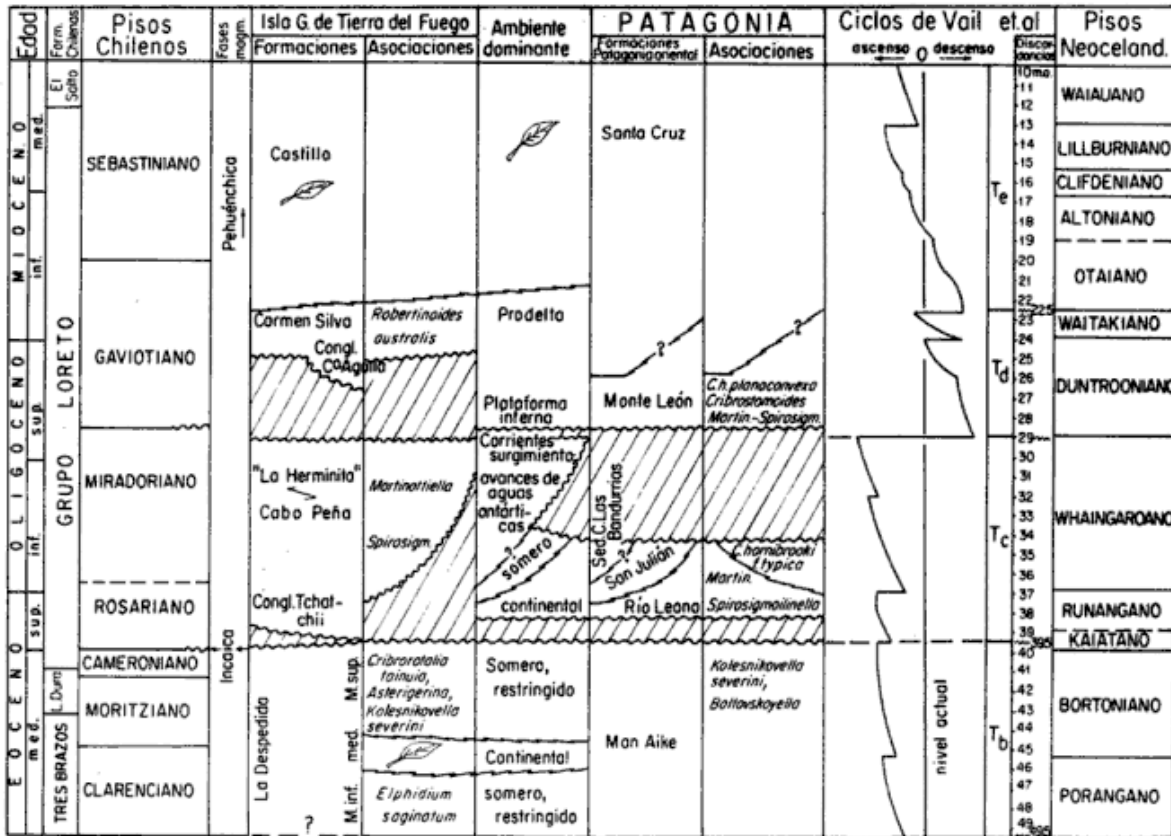


Figura 2: Cuadro de correlación de las asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de la cuenca Austral, formaciones de la provincia de Santa Cruz y Tierra del Fuego, pisos chilenos y neocelandeses y variaciones globales del nivel del mar. Compilado, en parte, de Natland et al. (1974), Malumián y Ramos (1984), Loutit y Kennett (1981), Vail et al. (1977) y Malumián y Náñez (1989).

2. Los niveles con *S. compressa* y *A. antarctica* de la perforación SC-3, 868-920 mbbp (Malumián y Náñez, 1989).

3. El nivel con *Martinottiella* sp. y *S. compressa*, de una muestra de afloramiento del "Patagoniense", en Playa del 99, Comodoro Rivadavia (Giménez, 1977), acompañada por *Sphaeroidina bulloides*, *Cribrorotalia hornibrooki*, f. *planoconvexa*, *Cibicidoides pygmeus*, estas dos últimas especies características del Leonense.

4. Quizás las sedimentitas de las cercanías de la estancia La Herminita, de Tierra del Fuego, con *S. compressa*, *Martinottiella* sp. y *A. antarctica*, entre otros, de probable edad oligocena tardía, y posible dentro del Oligoceno-Mioceno temprano (Malumián y Náñez, 1989).

En la parte chilena de la cuenca Austral, *S. compressa* tiene dos niveles de mayor abundancia: uno en el Piso Miradoriano y otro en el Rosariano (Natland et al., 1974).

e. Asociación de *Transversigerina transversa*. La microfaua registrada en la perfo-

ración SC-2, 381,7-386,2 mbbp, en la base de la Formación Monte León, se ha denominado Asociación de *Transversigerina transversa*; probablemente corresponda a la Asociación de *Hopkinsina*-*Unicosiphonia*", definida por Malumián (1979) para la cuenca del Colorado (Masiuk et al., 1976). La Asociación de *Hopkinsina*-*Unicosiphonia*" no fue ilustrada, por lo que no se puede determinar si se trata de las mismas especies de la cuenca Austral. Sin embargo, en ambas cuencas se mantendría la relación homotaxial. *Transversigerina transversa* fue registrada también en Chile, en estratos de edad miocena media (Marchant y Pineda, 1988; Martínez P. y Zúñiga, 1976).

f. Paleocología. Las asociaciones de foraminíferos de la Formación Monte León indican un ambiente predominante de plataforma interna y, en menor medida, plataforma media. En particular, la Asociación de *Martinottiella-Spirasigmolinella* se vincula a una masa de aguas frías, relacionada con un avance de aguas antárticas o con

fenómenos de surgencia; su composición general indicaría condiciones de mayor profundidad (plataforma externa y batial).

Las asociaciones de foraminíferos de la Formación San Julián indican ambientes más someros: plataforma interna, ambiente de barras y/o canales e intertidales.

De acuerdo con el estudio de foraminíferos, la transgresión juliense presenta una extensión más restringida que la leonesa, coincidiendo con Riggi (1979a), quien señaló la mayor distribución de los afloramientos del Miembro Monte León en comparación con el Miembro San Julián. En la provincia de Santa Cruz, la menor extensión de la transgresión juliense se constata por su reemplazo hacia el oeste por la Formación Río Leona, continental.

## CONCLUSIONES

El género *Boltovskoyella* se halló en superficie, en niveles basales de la secuencia terciaria del Gran Bajo de San Julián. Dada la distribución del género, estos niveles se consideran correlacionables con la Formación Man Aike, en la provincia de Santa Cruz, y con la Formación La Despedida, en Tierra del Fuego.

Se reconocieron por primera vez en subsuelo y fuera de sus localidades clásicas, las asociaciones de foraminíferos de la Formación San Julián; se confirmó su posición suprayacente con respecto a las asociaciones de la Formación Man Aike. Por lo tanto, la edad de la Formación San Julián no es mayor que eocena cuspidal.

La Formación Río Leona infrayace a la Formación San Julián, con interdigitación y reemplazo de sus niveles superiores por la Formación San Julián. Estas relaciones surgen de la presencia de especies típicas de la Formación San Julián en niveles asignados a la Formación Río Leona, la similar posición estratigráfica de ambas formaciones, la abundancia de materia carbonosa en la Formación San Julián y su carácter marino marginal.

La disimilitud entre las asociaciones de foraminíferos de las Formaciones San Ju-

lián y Monte León sugiere una relación discordante entre estas unidades.

En subsuelo, se halló un segundo nivel, neto y delimitado, con la Asociación de *Martinottiella-Spirosigmoilinella*, indicadora de una corriente o avance de aguas frías y relativamente profundas. Estratigráficamente, se encontraría en la Formación Monte León y correspondería a un registro más joven respecto al de las Sedimentitas del Cañadón Las Bandurrias. En la base de la Formación Monte León, se reconoció la Asociación de *Transversigerina transversa*, probablemente correspondiente a la Asociación de *Hopkinsina-"Unicosiphonia"*, de península de Valdés.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece a las empresas Yacimientos Carboníferos Fiscales y Yacimientos Petrolíferos Fiscales el material puesto a disposición y facilidades de alojamiento. A la Dirección Nacional de Minería y Geología, la autorización de publicación. Al CONICET, las becas otorgadas que permitieron realizar este estudio. Al Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido de la Facultad de Odontología (UBA), la ilustración del material.

Al doctor N. Malumián, por su dirección y constante cooperación en la realización del trabajo y material facilitado. A los doctores J. L. Bianchi y M. Uliana por la lectura crítica de las versiones iniciales del manuscrito. Al doctor E. Boltovskoy, del Museo B. Rivadavia por permitir la consulta de su colección y su colaboración general. Por el aporte de opiniones, material y colaboración en tareas de campaña, al doctor H. Leanza y licenciados A. Caramés, V. Irigoyen, G. Marín, J. Panza y D. Silva Nieto. A la señora I. López Pardo por el dibujo de los diagramas, y al señor J. C. González por su colaboración en tareas técnicas.

Este trabajo forma parte de la tesis presentada para optar al título de doctor en Geología de la Universidad de Buenos Aires.

**MICROPALAEONTOLOGIA DE LAS  
PERFORACIONES**

Se indican los foraminíferos más frecuentes o característicos de cada tramo y en algunos casos el número de ejemplares entre paréntesis. Por razones de espacio se utilizan las siguientes abreviaciones: Fo (foraminíferos), Ro (rotálidos), Mi (miliólidos), Pl (planctónicos), Ar (arenáceos), cons. (conservación), frec. (frecuente), esc. (escasos), corr. (corrosión), deform. (deformación), fragm. (fragmentación). Las profundidades en el texto y en la figura 1 corresponden a metros bajo boca de pozo (mbbp). La microfauna se indica en los párrafos encabezados por profundidades entre paréntesis. Se incluyen breves descripciones litológicas de los testigos. La litología de la perforación SC-2 representada en la figura 1, según Riggi (1979c), con leves simplificaciones; la clasificación de los megafósiles señalados junto con la descripción micropaleontológica, según los rótulos originales de identificación de las muestras, probablemente asignable a Piátnitzky (1938b). La litología de los tramos con muestras de inyección de las perforaciones Chai x-1 Chank Aike, RC-4 Río Coyle, CB. es-6 Campo Bola, R. es-1 Rincón Chico y RSC-1 Río Santa Cruz según Pereyra (1977), Luna (1979), Enadimsa (1986), legajos de perforación y observaciones propias. No se procesaron muestras de la perforación SC-1, pero se consultó su material y se incluyó en el esquema de correlación por su carácter de referencia fundamental en el área; los datos y litología según Malumíán *et al.* (1971).

**Perforación YPF. SC. Chai x-1 Chank Aike**

Cota: 227,05 msnm. Muestras estudiadas: 55, de inyección entre 500 y 1560 m; 26, con foraminíferos.

(560-580):

Fitolitos esc.

**F. Monte León (620-920)**

(620-640): Fo muy esc. Ro: Cribrorotalia hornibrooki, f. typica (1), con signos de corr.

(660-680):

Fo muy esc. Ro escasos, cons. regular: Buccella spp. Otros: Crirostomoides cf. C. crassimargo (1), Quinqueloculina horrida (1).

(680-700):

Cyclammina cancellata (1), deform. débil. (700-820): Fo esc. Ro dominantes, cons. buena a regular, conchillas en parte deform. y fragm., ocasionalmente piritizados; frec.: Buccella spp., Astrononion echolsi, s.l., Nonionella novozealandica, Nonionella magnalingua, Florilus grateloupi, Glandulina ovula, Cribrorotalia hornibrooki, f. planoconvexa. Mi rela vamente frec.: Pyrgo sp. 7504, P. carinata; otros: Quinqueloculina horrida, Q. aff. Q. patagonica. Pl muy esc. Ar esc., con deform. débil, algunos fragmentados; Crirostomoides cf. C. crassimargo, Cyclammina cancellata.

(820-920):

Fo frec. Ro dominantes; cons. regular, signos de corr., ocasional piritización, deform. débil, tonalidad castaña; frec.: Buccella spp., Nonionella novozealandica, Astrononion echolsi, s. l., Nonionella magnalingua, Glandulina ovula; otros: Robertinoides australis. Mi esc., en parte disueltos, fragm. y deform.; composición fdem anterior. Pl n uy esc. Ar. frec., deform. moderada; frec: Crirostomoides cf. C. crassimargo, Haplophragmoides sp. 1, Cyclammina cancellata. Otros: espículas de equinodermos, ostrácodos, bivalvos.

**F. Río Leona (920-1280)**

(920-940):

Cyclammina cancellata (3).

(940-960):

Fitolitos (?), moldes de ostrácodos esc.

(960-980):

Fo esc. Ro dominantes; cons. regular, signos de corr., deform. común en Nonionella spp.; frec.: N. novozealandica; otros: N. magnalingua, Buccella spp., Glandulina ovula, Cibicidoides pygmeus, Cibicides temperatus, C. aff. C. juliense, Astrononion echolsi, s.l. Mi: Pyrgo carinata (1), fragm. Ar esc., deform. moderada; frec.: Crirostomoides cf. C. crassimargo, Cyclammina cancellata.

(1000-1280):

Muestras estériles frec.; tramos estériles: 1080-1120. Fo muy esc. y aislados. Cyclammina cancellata, Crirostomoides cf. C. crassimargo, Nonionella novozealandica, Buccella sp. Otros: fitolitos.

**F. Man Aike (1280-1560)**

(1300-1320):

Fragmento de polimorfínido.

(1380-1400):

Cyclammina cancellata (1).

(1480-1560):

Fo esc.; cons. regular: Bulimina pyrula, Guttulina sp., Pyrgo cf. P. ringens, en Malumián, 1968, Quinqueloculina imperialis, Cyclamina sp., Haplophragmoides? sp., Trochamina? sp.

Observaciones: Se considera que el techo de la F. Río Leona se encuentra en 920 mbbp, por la aparición de pelitas con frecuente materia carbonosa y foraminíferos prácticamente ausentes.

Los foraminíferos registrados en 960-980 mbbp, entre ellos Cibicides pygmeus, especie exclusiva de la F. Monte León, se consideran caídos. Si pertenecieran a ese nivel, caben dos posibilidades:

a. El techo de la F. Río Leona se encontraría a 980 mbbp y la F. Monte León incluiría niveles con frecuente materia carbonosa.

b. El pasaje entre Río Leona y Monte León sería transicional.

Los escasos foraminíferos registrados en 1000-1280 mbbp también se consideran caídos.

### Perforación SC-2

Cota: 16,05 msnm. Muestras estudiadas: 53 testigos entre 114,5-798 mbbp, 36 con foraminíferos.

### F. Monte León (104-449)

114,5-142:

Arenisca fina limoarcillosa, tuftítica, gris amarillenta (5 Y 8/1), friable, con restos de bivalvos; glauconita esc.

(117):

Elphidium cf. E. galvestonense (1); cons. buena. Otros: ostrácodos.

(137-142):

Pyrgo cf. P. ringens (1), con signos de corr. y deform. Otros: ostrácodos, diatomeas.

374,5-387:

Limoarcilita arenosa, tuftítica, gris oliva claro (5 Y 6/1) y gris amarillento (5 Y 8/1), friable, masiva. Turritella frec., Nucula en 381,5; corales y bivalvos en 387.

(374,5):

Fo frec. Ro: Dentalina? sp. (molde). Ar dominantes; deform. débil; frec.: Cribrostomoides cf. C. crassimargo; otros: Reophax scorpiurus, Ammodiscus? sp., Saccamina sp. 2280, Ammodiscus sp. 8711, Rhabdammina? sp. 1. Otros: diatomeas piritizadas, ostrácodos.

(379-380,5):

Fo frec. Ro esc.; cons. regular, fuerte disol., frec. moldes, en parte piritizados y oxidados; frec.: Nonionella novozealandica; otros: N. magnalingua, Buccella sp., Cibicides cf. C. mediocris, uniloculares. Mi disueltos, mayormente moldes; Quinqueloculina sp. 3, Q. aff. Q. patagonica, Pyrgo carinata. Ar dominantes, deform. débil a moderada; frec.:

Cribrostomoides cf. C. crassimargo; otros: Reophax scorpiurus, R. curtus, Ammodiscus sp. 8711, Ammodiscus? sp., Saccamina sp. 2280. Otros: diatomeas piritizadas, ostrácodos, moldes de gastrópodos.

(381,7):

Fo frec. Ro dominantes; cons. buena, leve corr. y recristalización, especialmente en la fracción más fina de tamaño; frec.: Cibicides cf. C. mediocris; otros: C. variabilis, Nonionella novozealandica, N. magnalingua, Buccella spp., Uvigerina bifurcata. Mi esc., fragm., deform., con signos leves de corr.; Pyrgo carinata, Quinqueloculina aff. Q. patagonica, Q. sp. 3. Ar esc., deform. débil; Cribrostomoides cf. C. crassimargo. Otros: braquiópodos, espículas de equinodermos, gastrópodos, escamas de peces, bivalvos.

(382,3-387):

Fo frec. Ro frec.; fuerte disol., mayormente moldes; frec.: Transversigerina transversa (en 382,3), Buccella sp.; otros: Cibicides cf. C. mediocris, Nonionella novozealandica, Sphaeroidina bulloides y otras mencionadas para (379-380,5). Mi esc., moldes de Quinqueloculina sp. y Pyrgo sp. Ar frec.; deform. moderada; frec.: Cribrostomoides cf. C. crassimargo; otros: Cyclamina cancellata, Haplophragmoides sp. 1, Reophax scorpiurus, Rhabdammina? sp. 1. Otros: diatomeas.

419:

Arenisca fina limoarcillosa, gris amarillento (5 Y 7/2), friable, masiva, con restos de bivalvos (Venus).

(419):

Lagena sp. (molde) y ostrácodos.

### F. San Julián (449-565; 666,5)

449:

Arenisca fina, limoarcillosa, castaño amarillento moderado (10 YR 5/4), friable, con escasas y pequeñas briznas carbonosas y bivalvos.

(449):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena; frec.: Cribrorotalia sp. nov.; otros: Cibicides juliense, Nonionella novozealandica, Elphidium infrajuliense, Buccella sp. Mi frec.; corr. y deform. débil; frec.: Quinqueloculina goodspeedi, Pyrgo elongata. Ar frec.; deform. débil a moderada; frec.: Trochamina inflata; otros: muy esc. ejemplares de Cribrostomoides cf. C. crassimargo. Otros: ostrácodos, briozoarios, gastrópodos, bivalvos.

457,2-464,5:

Areniscas finas a medianas, castaño amarillento moderado (10 YR 5/4) y anaranjado grisáceo (10 YR 7/4), friables y masivas. En 464,5 interestratificación con limoarcilita arenosa gris amarillenta (5 Y 7/2). Restos de conchillas abundantes, especial-

## Asociación Geológica Argentina

- mente bivalvos; en 459,5 lámina de madera carbonizada de aprox. 10 cm de largo; Ostrea, Arca, Pholadomya, Gibbula.
- (459):  
Cribrostomoides cf. C. crassimargo (1).
- (461):  
Nonionella novozealandica (1).
- (464):  
Fo esc. Ro dominantes; cons. buena; única especie: Buccella sp. Mi esc., parcialmente fragm.; Quinqueloculina goodspeedi, Pyrgo cf. P. ringens. Otros: ostrácodos, gastrópodos, dientes de peces.
- 480,5-493:  
Areniscas finas limoarcillosas y medianas subordinadas, gris oliva claro (5 Y 5/2), gris amarillento (5 Y 7/2), friables, masivas. Restos de conchillas frec., de menor tamaño que en el tramo anterior. Bivalvos, equinodermos, Turritella, Scutella.
- (480,5-493):  
Fo frec. Ro dominantes; cons. buena a regular; en algunos niveles signos de corr., fragm. común, especialmente las últimas cámaras; frec.: Cibicides juliense, C. tenellus, C. lobatulus, Gyroidinoides zelandicus, Buccella spp. Mi muy esc., a veces con signos de corr.; Quinqueloculina triangularis, Triloculina cf. T. valvularis, Pyrgo elongata. Pl muy esc. y pequeños.
- 497,5-499:  
Arenisca fina limoarcillosa, esc. clastos sabulíticos, amarillo terroso (5 Y 6/4), friable, conchillas frec., bivalvos, turritellas, en general fragm.
- (496-499):  
Fo frec. Ro dominantes; signos de mayor corrosión que en el tramo anterior; frec.: Buccella spp., Gyroidinoides zelandicus, Trifarina juliana, Astrononion echolsi, s. l., Cibicides tenellus, Cribrorotalia hornibrooki, f. typica. Mi muy esc., signos de corr.; Quinqueloculina goodspeedi, Q. triangularis, Pyrgo elongata. Pl muy esc. Otros: ostrácodos, bivalvos, escamas de peces, gastrópodos.
- 502,5:  
Limoarcilita gris amarillenta (5 Y 7/2), friable, masiva; abundantes briznas carbonizadas, pequeñas, y conchillas de bivalvos (Modiola).
- (502,5):  
Fo esc. Ro: moldes esc. de ?Elphidium infrajulien- se. Ar frec., deform. moderada; única especie: Trochammina inflata. Otros: abundantes ostrácodos, con signos de corr.
- 511,7-512,3:  
Limoarcilita amarillo terroso (5 Y 6/4) y anaranjado grisáceo (10 YR 7/4), friable, masiva; conchillas de bivalvos abundantes.
- (511,7):  
Fo esc. Ro: moldes de Nonionella novozealandica y subordinados de Guttulina sp., Buccella sp. y uniloculares. Mi: Triloculina sp. 1. Otros: moldes de bivalvos, diatomeas y dientes de pez.
- (512,3-516)  
Fo esc. Ro esc.; cons. buena a regular, signos de disolución; frec.: Buccella sp.; otros: Elphidium cf. E. groenlandicum, Trifarina juliana, Astrononion echolsi, s.l., Gavelinella zealandica. Mi: signos de disolución y moldes frec.; frec.: Triloculina sp. 1. Pl. muy esc. Otros: ostrácodos.
- (564-565):  
Fo frec. Ro dominantes; cons. buena a regular, signos de corr. y recristalización; frec.: Cibicides juliense; otros: Gyroidinoides zelandicus, Epistominella exigua. Mi muy esc., molde de Triloculina sp. Pl muy esc. y pequeños. Otros: ostrácodos, diente de pez, briozoarios.
- 585-587:  
Arenisca fina limoarcillosa, anaranjada grisácea (10 YR 7/4) y castaño amarillento moderado (10 YR 5/6), friable, hojas carbonizadas.
- 666,5:  
Arenisca fina limoarcillosa, castaño amarillento moderado (10 YR 5/6), friable, estratificación difusa; pequeños fragmentos de conchillas, equinodermo y bivalvo; glauconita muy esc.
- (666,5):  
Fo esc. Ro dominantes, cons. buena; Buccella juliana, Cibicides juliense, Cribrorotalia sp. nov.
- ### ?F. Río Leona (693-794)
- 743,8:  
Arenisca fina limoarcillosa, gris amarillento (5 Y 7/2), interestratificada con láminas de arcilla castaño pálido (5 YR 5/2), briznas carbonosas y restos muy esc. y pequeños de conchillas.
- ### F. Man Aike (794-798)
- 796-798:  
Arenisca fina, limoarcillosa, gris oliva claro (5 Y 6/1), friable, masiva, restos de equinodermo. Fo frec., cons. buena; Anomalinoidea ex gr. orbiculus, A. ex gr. pinguiglubrus, Fursenkooina sp., Heterolepa perlucida, Bulimina pyrula, Textularia sp., Casidulina cf. C. subglobosa.
- Observaciones: La profundidad del techo de la Formación Monte León, según Riggi (1979c). En este trabajo, se considera que la base de la F. San Julián se encontraría a 693 mbbp. Esta profundidad corresponde a la base de los conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas que se extienden hasta 650 mbbp (Riggi, 1979c). Una muestra de este intervalo, en 666,5 mbbp, brindó una microfauna con Bucce-

Ila juliana y Cribrorotalia sp. nov., especies exclusivas de la F. San Julián. Este límite se contradice con los datos de Masiuk (1975, en Riggi, 1979c), quien reconoció Eoceno entre 798 y 626 mbbp. Lamentablemente, no se contó con otras muestras que confirmen la presencia de microfauna juliense hasta 564-65 mbbp. Por otra parte, se registró microfauna eocena en 796-798 mbbp Riggi (1979c), en su estudio de la perforación SC-2, diferencia un tramo integrado por arenitas y wackes entre 748 y 450 m, con participación micrítica entre 526 y 463 mbbp; en 1979a, indicó la presencia del M. San Julián, en subsuelo, por debajo del M. Monte León.

### Perforación YCF RC-4 Río Coyle

Cota: 62 msnm. Muestras estudiadas: 44 de inyección entre 68-198; 415-502; 528-546 y 660-720; 26 con foraminíferos; 20 testigos entre 505-521,25 y en 555-655.

#### F. Monte León (172-570)

(415-502):

Fo frec. Ro frec.; cons. buena a regular, leve corr.; frec.: Cibicidoides pygmeus, Astrononion echolsi, s.l., Nonion sp. 7507, Nonionella novozealandica; otros: Buccella spp., Uvigerina bifurcata, Sphaeroidina bulloides, Glandulina ovula, Cibicides temperatus, Oridorsalis umbonatus, Cribrorotalia hornbrookii, f. planoconvexa, Anomalinoidea alazanensis spissiformis. Mi esc.; cons. buena a regular, deform. y corr. leves; Pyrgo spp. y Triloculina sp. Ar frec.; cons. buena, deform. débil; frec.: Cyclamina cancellata, Cribristomoides cf. C. crassimargo, C. sp. 7894, Ammodiscus sp. 8711, Martinottiella sp. Otros: bivalvos, briozoarios, ostrácodos, gastrópodos.

505-521,25:

Limoarcilitas y areniscas finas limoarcillosas, gris amarillento (5 Y 7/2), amarillo terroso (5 Y 6/4) y castaño amarillento oscuro (10 YR 4/2), friables; nódulos arcillosos castaños con materia carbonosa; en parte laminación heterolítica; bioturbación esc.; briznas carbonosas; algo tobáceas.

(528-540):

Fo frec. Ro frec.; cons. regular, corr. leve y deform.; frec.: Nonionella novozealandica y Buccella spp. Mi esc.; cons. regular, fragm.; Pyrgo sp., Quinqueloculina cf. Q. goodspeedi. Ar. esc., cons. buena; Haplophragmoides sp. 1, Cribristomoides sp. 7894, Trochammina inflata. Otros: ostrácodos, bivalvos.

555-558:

Limoarcilita, castaño oscuro amarillento (10 YR 4/2), friable, laminada.

#### F. San Julián (571,75-720)

571,71-631,75:

Limoarcilitas, limoarcilitas arenosas, areniscas fi-

nas y arcilitas, gris oliva claro (5 Y 5/2 y 5 Y 6/1), gris amarillento (5 Y 7/2) y castaño amarillento oscuro (10 YR 4/2), friables; común la laminación fina; intercalaciones arcilíticas castañas y abundante material carbonoso; bancos de carbón arcilloso y arcilitas carbonosas entre 573,75 y 580,25; briznas, escasas folias; bivalvos y gastrópodos fragmentados, bioturbación en 571,75-573,75 y 600,5-604,25.

640,75-655:

Arenisca gris oliva claro (5 Y 5/2), castaño amarillento oscuro (10 YR 4/2), medianas a muy gruesas, friables, en parte coquinoideas, con abundantes fragmentos de conchillas redondeadas; interestratificación de arcilita castaño amarillento moderado (10 YR 5/4) en 647,75 y gris oliva claro (5 Y 5/2) en 650,25.

653,25-655:

Limoarcilita amarilla terrosa (5 Y 6/4), friable, laminada, pequeñas y esc. briznas.

(571,75-701):

Fo esc. Ro frec.; cons. regular a buena, fragm. común, paredes delgadas, frágiles, signos de corr., leve piritización en Epistominella exigua y Nonionella novozealandica; frec.: Cibicides juliense; otros: Buccella sp., Trifarina juliana, Gyroidinoides zelandicus, "Discorbis" cf. D. valvulatus, Buccella juliana, Astrononion echolsi, s.l., Quinqueloculina goodspeedi; en 650,25 Antarcticella antarctica? (1).

Observaciones: Se considera que el techo de la F. Monte León se encuentra en 172 mbbp, por la aparición de fragmentos de conchillas en las muestras de inyección. La microfauna típicamente juliense se identifica a partir de 571,75 mtl p. La asignación formacional de los niveles comprendidos entre 505 y 571,75 mbbp es dudosa. Muestras testigos del intervalo 505-521,25 mbbp son estériles. Muestras de inyección del intervalo 523-546 mbbp brindaron una microfauna con frecuente Nonionella novozealandica y Buccella spp., especies estratigráficamente no diagnósticas. Contiene también Cibicidoides pygmeus, especie exclusiva de la F. Monte León, pero podría ser caída.

La profundidad de la base de la F. San Julián no se puede determinar por el fin de la perforación.

### Perforación YPF. SCS. CB. es-6 Campo Bola

Cota: 336 msnm. Muestras estudiadas: 82 de inyección entre 190 y 1020 mbbp, 47 con foraminíferos.

#### F. Monte León (400-680)

(400-470):

Fo muy esc. Ro cons. buena a regular; Buccella sp., Nonionella novozealandica. Mi: Quinqueloculina ex. gr. poeyana. Ar cons. regular; fragmento de Cyclamina? sp. y Cribristomoides cf. C. crassi-



margo. Otros: muy esc. fitolitos, diatomeas, bivalvos, restos de equinodermos, ostrácodos.

(470-530):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena a regular, frec. fragm.; frec.: Buccella spp., Nonionella novozealandica, Cribrorotalia hornibrooki, f. planoconvexa, Astrononion echolsi, s.l., Cibicides pseudoungerianus; otros: Bolivina finlayi, Cibicidoides pygmeus, Elphidium macellum, f. oweniana, Cibicides aff. C. juliense, Epistominella exigua, Gyroidina parva, Trifarina ex gr. angulosa. Mi relativamente frec.; cons. regular, signos de corr. y moldes; Pyrgo cf. P. ringens, Quinqueloculina seminulum. Otros: ostrácodos, diatomeas, fitolitos (?).

(530-590):

Fo frec. Ro dominantes; cons. regular, fragm., nonionellas con leve deform. y piritización; frec.: Nonionella novozealandica; otras: Astrononion echolsi, s.l., Elphidium macellum, f. oweniana, Cibicides pseudoungerianus, Buccella sp., Anomalinoideis alazanensis spissiformis, Cibicidoides pygmeus, Cassidulina subglobosa, Trifarina ex gr. angulosa, Pullenia subcarinata quinqueloba, Rosalina sp. 7508, Lenticulina spp., Cribrorotalia hornibrooki, f. planoconvexa, Glandulina ovula, Sphaeroidina bulloides. Mi esc. cons. regular; Pyrgo cf. P. ringens, Triloculina sp., Quinqueloculina triangularis. Pl muy esc., pequeños. Ar esc.; Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Haplophragmoides sp. 1. Otros: ostrácodos, espículas de equinodermos, fitolitos (?), radiolarios, bivalvos, gastrópodos, briozoarios.

Niveles con

Martinottiella-Spirosigmoilinella (600-650)

(600-630):

Fo frec. a esc. Ro cons. regular; frec.: Sphaeroidina bulloides; otros: Cibicides pseudoungerianus, Cibicidoides pygmeus, Uvigerina bifurcata. Mi esc., cons. regular con signos de corr.; Quinqueloculina triangularis, Q. horrida, Q. goodspeedi. Pl muy esc., cons. regular; Antarcticella antarctica. Ar frec., deform. débil a moderada; Spirosigmoilinella compressa, Martinottiella sp., Cribrostomoides cf. C. crassimargo, C. sp. 7894, Cyclammina? sp. Otros: fitolitos (?), espículas de equinodermos.

(630-650):

Composición similar a 600-630 pero con frec. Cibicides temperatus.

(650-680):

Fo esc. Ro cons. buena a regular; Cibicides pseudoungerianus, C. temperatus, Astrononion echolsi, s.l., Buccella sp., Uvigerina bifurcata, Nonionella novozealandica, Bolivina finlayi, Sphaeroidina bulloides, Lenticulina sp. 9781. Ar, deform. débil; Cyclammina? sp.

F. San Julián? (680-760)

(680-740):

Fo muy esc. Ro cons. buena a regular; Cibicidoides pygmeus, Lenticulina sp. 9781, Cibicides aff. C. juliense, Florilus grateloupi. Mi muy esc., cons. regular; Pyrgo cf. P. ringens. Ar, deform. moderada; Trochammina inflata, Cyclammina cancellata, Cribrostomoides cf. C. crassimargo.

(740-760):

Fo esc. Ro cons. buena a regular; Cibicides juliense, Buccella sp., Sphaeroidina bulloides, Nonionella novozealandica. Ar: deform. moderada; frec.: Trochammina inflata; otros: Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Cyclammina cancellata. Otros: gastrópodos.

F. Río Leona (760-840)

(760-770):

Esc. ejemplares de Trochammina inflata; molde de miliólido.

(770-780):

Fo muy esc.; Amodiscus sp., Quinqueloculina triangularis, Trochammina inflata.

(780-860):

Ar muy esc. y aislados; Trochammina inflata, Cyclammina cancellata, Cribrostomoides cf. C. crassimargo.

F. Man Aike (840-1000)

(910-920):

Fo esc. Ro: cons. regular a buena; Cibicides sp., Astrononion echolsi, s.l., Nonionella novozealandica, Cribrorotalia sp., Cribrostomoides cf. C. crassimargo. Otros: espículas de equinodermos.

(930-940):

Fo esc.; cons. buena a regular; Boltovskoyella sp., Anomalinoideis ex gr. orbiculus, Bulimina pyrula, Spiroplectammina? sp.

(990-1000):

Fo muy esc. Boltovskoyella? sp.

Observaciones: Foraminíferos registrados en 690-740 mbbp, muy escasos, con especies típicas del Leonense como Cibicidoides pygmeus, se consideran caídos. La profundidad del techo de la F. Río Leona también es tentativa; se identifica por un aumento de la materia carbonosa y escasez de microfauna. Los foraminíferos registrados en 760-920 mbbp se consideran caídos, con la probable excepción de Trochammina inflata y Cyclammina cancellata.

**Perforación YPF. SCS. R. es-1 Rincón Chico**

Cota: 124 msnm. Muestras estudiadas: 58 muestras de inyección entre 90-700 mbbp; 51 con foraminíferos.

F. Monte León (90-350)

(90-100):

Fo indeterminable.

(100-120):

Fo esc.; Buccella sp., Cribrorotalia sp., Ammodiscus sp. Otros: espículas de equinodermos.

(120-130):

Fo frec. Ro frec., cons. regular, signos de recristalización, algunos piritizados y deformados; Buccella spp., Astrononion echolsi, s.l., Nonionella magnalingua, N. novozealandica, Bolivina finlayi. Mi muy esc. Ar frec.; deform. moderada; frec.: Haplophragmoides sp. 1; otros: Cribrostomoides cf. C. crassimargo. Otros: ostrácodos, espículas de equinodermos, bivalvos.

(130-160):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena aunque fragm.; frec.: Cribrorotalia cf. C. meridionalis; otros: Buccella sp., Bolivina finlayi, Elphidium macellum, f. oweniana. Mi esc.; Quinqueloculina triangularis, Q. ex gr. poeyana. Otros: espículas de equinodermos, briozoarios, ostrácodos, gastrópodos.

(160-250):

Fo frec. a esc. Ro dominantes; cons. regular a buena, pequeño tamaño; frec.: Buccella spp., Astrononion echolsi, s.l., Nonionella novozealandica, Bolivina finlayi, Epistominella exigua, Trifarina ex gr. angulosa, Florilus grateloupi. En 200-210 esc. Robertinoides australis y Trifarina sp. 7060. Mi muy esc. Pl esc. y pequeños. Ar. muy esc. en 240-250; Haplophragmoides sp. 1. Otros: ostrácodos, espículas de esponjas, radiolarios, diatomeas, dientes de peces, gastrópodos.

(250-260):

Fo frec. Ro dominantes; cons. buena, algo fragmentados; frec.: Sphaeroidina bulloides, Cibicides aff. C. ungerianus, Cibicoides pygmeus; otros: Bulimina pyrula, Melonis pompilioides. Mi esc.; Quinqueloculina sp. 7510. Ar muy esc., deform. moderada; Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Martinotiella sp.

(270-290):

Fo frec. Ro dominantes; cons. buena a regular, leve corrosión y piritización, deform. y fragm.; frec.: Nonionella novozealandica, Cribrorotalia hornibrooki, f. planoconvexa, Buccella spp., Astrononion echolsi, s.l., Glandulina ovula. Mi esc.; Quinqueloculina triangularis, Q. aff. Q. patagonica. Ar muy esc.; Cribrostomoides cf. C. crassimargo.

(290-300):

Fo frec. Ro dominantes; cons. y composición similar a la anterior. Mi muy esc.; Pyrgo cf. P. ringens. Ar esc., deform. débil; Cribrostomoides cf. C. crassimargo.

(300-310):

Fo frec. Ro esc.; frec.: Glandulina ovula, Cibicoides pygmeus; otros: Sphaeroidina bulloides, Astrononion echolsi, s.l., Bolivina finlayi, Florilus grateloupi. Mi esc.; Pyrgo carinata. Ar dominantes; deform. débil a moderada; frec.; Cribrostomoides cf. C. crassimargo; otros: Cyclamina? sp., Ammodiscus sp. 8711. Otros: ostrácodos.

(310-320):

Fo frec. Ro dominantes; cons. buena, fragm. y corr. leves, en parte piritizados. Frec.: Cibicides aff. C. ungerianus, C. temperatus, Buccella sp., Astrononion echolsi, s.l., Glandulina ovula, Lenticulina sp.; otros: Sphaeroidina bulloides, Cribrorotalia hornibrooki, f. planoconvexa, Cibicoides pygmeus. Mi esc., algo fragm. y deform.; Pyrgo carinata, Triloculina sp., Quinqueloculina triangularis, Q. horrida. Ar esc.; deform. débil; Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Cyclamina? sp.

(320-330):

Nonionella novozealandica dominante. Ejemplares frecuentemente deformados y piritizados.

F. San Julián (350-410)

(350-440):

Fo esc., pequeños, cons. regular a buena. Ro dominantes; frec.: Nonionella novozealandica, Buccella sp.; otros: Elphidium infrajuliense(?), Cibicides sp. 1, C. juliense, C. tenellus, Ammoelphidiella? sp., Cibicidina sp. Mi esc.; Quinqueloculina goodspeedi. Pl muy esc. Ar esc. Otros: ostrácodos, espículas de equinodermos, gastrópodos, fitolitos en 390-410 y 430-440.

F. Río Leona (410-490)

(440-600):

Fo muy esc.; Buccella sp., Anomalinoidea alazanensis spissiformis, Nonionella novozealandica, Florilus grateloupi, Cibicides juliense, C. tenellus, Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Pyrgo cf. P. ringens. Otros: aislados ostrácodos y espículas de equinodermos.

F. Man Aike (490-700)

(600-610):

Fo esc. Buccella sp., Discorbinella sp.

(610-620):

Fo esc. Criboelphidium cf. C. strattoni.

(690-700):

Fo esc. Anomalinoidea ex gr. pinguiglabus, Bulimina pyrula, Lenticulina alatolimbata, Heterolepa perlucida, Cibicides vortex, C. pseudoconvexus, Sigmomorphina chilleana, Robertinoides sp.

Observaciones: La microfauna típicamente juliense se registra a partir de 350-60 mbbp. Sin embargo, en 320-

330 mbbp se observa un cambio litológico que podría corresponder al techo de la F. San Julián. Los niveles comprendidos entre 320 y 350 mbbp contienen muy frecuente Nonionella novozealandica, acompañada por especies típicas de la F. Monte León, pero que, dado que son muestras de inyección, pueden ser caídas. La profundidad del techo de la F. Río Leona también es tentativa, y se determinó con los mismos criterios que en las otras perforaciones. Los foraminíferos registrados en el tramo 440-600 se consideran caídos.

### Perforación YCF. RSC-1 Río Santa Cruz

Cota: 240,40 msnm. Muestras estudiadas: 31 de inyección entre 305 y 395 mbbp; 43 testigos entre 396 y 455 mbbp, y entre 720,50 y 759 mbbp; 71 con foraminíferos.

### F. Monte León (50-360)

(305-316):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena, parcialmente fragmentados, ocasional piritización, fuerte deform. en Nonionella novozealandica. Frec.: Buccella sp., Anomalinoide alazanensis spissiformis, Nonionella novozealandica; otros: Glandulina ovula, Gyroidinoide soldanii, Bolivina finlayi, Lenticulina sp., Cibicidoides pygmeus, Astrononion echolsi, s.l., Florilus grateloupi, Cribrorotalia hornibrooki, Pyulina fusiformis. Mi esc., cons. regular; Pyrgo cf. P. ringens. Pl muy esc. Otros: espículas de equinodermos, radiolarios, ostrácodos, diatomeas, briozoarios.

(318-360):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena en algunas especies (Astrononion, Anomalinoide), a regular con signos de corr. y fuerte deform. en Nonionella y Florilus; frec.: N. novozealandica, Buccella spp., F. grateloupi, otros: Glandulina ovula, Anomalinoide alazanensis spissiformis, Astrononion echolsi, s.l., Fissurina quadricostulata, Pyulina fusiformis, Nonionella magnalingua, Trifarina ex gr. angulosa, Sphaeroidina bulloides, Cassidulina crassa, Ehrenbergina glabra, Pullenia subcarinata quinqueloba, Discorbinella bertheloti, s.l., Cibicides aff. C. juliense, C. sp. Mi esc., fragm. y con signos de corr. Pl. muy esc. y corroídos. Ar frec.; deform. moderada; frec.: Cribrostomoides cf. C. crassimargo; otros: Haplophragmoides sp. 1, Cribrostomoides sp. 7894. Otros: abundantes fragmentos de conchillas, ostrácodos, briozoarios, bivalvos, gastrópodos, espículas de equinodermos, fitolitos(?), diatomeas piritizadas.

### F. San Julián (360-455)

(360-395):

Fo esc. a frec. Ro frec.; cons. regular a buena; frec.: Nonionella novozealandica, muy frec. en 380-381; 385-86, 394-95; otros: Buccella spp., Astrononion echolsi, s.l., Florilus grateloupi, Cibicides juliense, C. tenellus, C. temperatus, C. sp. 1, Trifarina juliana, Cribrorotalia hornibrooki, f. typica. Mi esc., cons. buena a regular; Quinqueloculina goodspeedi, Triloculina cf. T. valvularis. Pl muy esc., en parte disueltos y deformados. Ar esc.; Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Haplophragmoides sp. 1. Otros: ostrácodos, briozoarios, bivalvos, gastrópodos, espículas de equinodermos.

394-406:

Areniscas medianas a muy gruesas, con escasos clastos de 0,5 cm, gris oliva claro (5 Y 5/2), castaño oliva claro (5 Y 5/6), amarillo terroso (5 Y 6/4) y castaño amarillento oscuro (10 YR 4/2), friables: fragmentos de conchilla; en 399,5-401 intercalación de arenisca muy fina, castaña.

(396-397,5):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena, fragmentados; frec.: Cibicides juliense, Buccella sp.; otros: Gyroidinoide zelandicus, Pullenia subcarinata quinqueloba. Mi frec.; cons. buena a regular, fragm.; Triloculina cf. T. valvularis, Pyrgo sp.

(399,5-401):

Fo frec. Ro dominantes; cons. buena, conchillas pequeñas, paredes delgadas y frágiles, frecuentemente fragmentadas, algunas tornasoladas, en parte corroídas, frecuentemente rellenas con arcillas castañas; frec.: Epistominella exigua, Cibicides tenellus, Cibicidina sp. 2670; otros: Trifarina juliana, Gyroidinoide zelandicus, Buccella sp., Cibicides juliense, C. sp. 1, C. temperatus, Bolivina sp., Oolina cf. O. lineata, Discorbis williamsoni, s.l., "Discorbis" cf. D. huneri.

408,75-432,25:

Areniscas finas a muy finas y limoarcilitas, colores gris amarillento (5 Y 7/2), amarillo terroso (5 Y 6/4), gris oliva claro (5 Y 5/2), friables; restos de materia carbonosa; laminación.

(408,75-432,25):

Fo esc. a muy abundantes, cons. y composición similar a (399,5-401).

433,5-438:

Interestratificación de areniscas medianas a gruesas con limoarcilitas, colores gris amarillento, castaño amarillento oscuro (10 YR 4/2), amarillo terroso y castaño oliva moderado (5 Y 4/4), friables; restos de conchillas; glauconita escasa.

(433,5-434,5):

Fo esc. Ro dominantes; cons. buena, fragmentados; frec.: Cibicides juliense; otros: Trifarina juliana, Buccella juliana, Gyroidinoide zelandicus, Gavelinella zelandica, Cibicides tenellus, Pullenia subcarinata quinqueloba. Mi esc.; cons. regular, leve corr. y fragm.; Quinqueloculina goodspeedi. Pl muy esc. y pequeños.

440:

Arenisca mediana a gruesa, amarillo oscuro (10 YR 4/2), friable, con restos de conchillas, glauconita esc.

440,5-441:

Sabulita conglomerádica, con clastos de hasta 1 cm, matriz de arena mediana a muy fina, fragmentos de conchilla.

442,5-455:

Areniscas medianas, gruesas y muy gruesas, gris oliva claro (5 Y 5/2), gris oliva (5 Y 3/2) y amarillo terroso (5 Y 6/4), friables, en parte interestratificadas con limolitas; restos de conchillas abundantes, materia carbonosa; estructuras: masiva y laminación.

(440-446,5):

Fo esc. Ro, cons. buena a regular, fragm. y en parte leve corr.; frec. Cibicides juliense. Otros: briozoarios, espículas de equinodermos.

(720,5-759):

No brindaron foraminíferos.

### Perforación YCF CC-7 Cabo Curioso

Cota: 10,25 msnm. Muestras estudiadas: 51 testigos en 6-62 mbbp; 17 con foraminíferos.

### F. Monte León (6-29)

6-26:

Limoarcilitas, en parte arenosas, tuffíticas, gris amarillentas (5 Y 8/1), masivas, con manchas de óxido; bioturbación frec.; moldes de bivalvos ocasionales; diatomeas.

27-28:

Limoarcilita algo arenosa, tuffítica, gris oliva (5 Y 6/1), friable, bioturbación.

(28):

Fo frec. Ro dominantes; cons. regular, signos de disolución y recristalización; frec.: Cibicides pseudoungerianus, C. temperatus, Cibicidoides pygmeus, Sphaeroidina bulloides, Nonion sp. 7507; otros: Glandulina ovula, Buccella sp., Lagena ex gr. substriata, Pullenia subcarinata quinqueloba, Astrononion echolsi, s.l. Mi esc. moldes. Ar frec.; deform. débil, fragmentados; frec.: Rhabdammina? sp. 1; otros: Cribrostomoides sp. 7894, Reophax scorpiurus. Otros: tubos piritizados de 2 mm de largo aprox., espículas de equinodermos, ostrácodos.

29:

Arenisca muy fina, limoarcillosa, gris oliva (5 Y 6/1), friable, cuarzo y glauconita.

(29):

Fo frec. Ro muy esc., moldes de Cibicidoides pygmeus, Cibicides pseudoungerianus. Ar dominantes, deform. moderada a fuerte; Rhabdammina? sp. 1 y sp. 2, Cribrostomoides cf. C. crassimargo, Reophax scorpiurus, Trochammina sp. 1, T. sp. 2, Rhabdammina? sp. 1, R.? sp. 2. Otros: espículas de equinodermos.

### F. San Julián (30-60)

30-42:

Areniscas finas a medianas, gris oliva claro (5 Y 5/2 y 5 Y 6/1), oliva pálido (10 Y 6/2) y verde pálido (5 G 7/2), friables, masivas; conchillas abundantes, llega a formar coquinas; glauconita abundante.

43-49:

Idem anterior, los fragmentos de conchillas disminuyen en cantidad y tamaño; en 49 mbbp ya no se observan y contiene clastos de arcilitas de 1 cm de diám. aprox.

(30-47):

Fo frec. a esc. Ro dominantes; cons. buena, fragmentados, tamaño grande; frec.: Cribrorotalia horribrooki, f. typica, Cibicides juliense, Buccella sp.; otros: Cibicides temperatus, C. tenellus, Guttulina yabei, Notorotalia sp., Nonionella novozealandica, Buccella juliana.

50:

Limoarcilita arenosa, gris amarillento (5 Y 7/2), con nódulos irregulares arcillosos; glauconita muy esc.

51-60:

Areniscas finas, gris amarillentas (5 Y 7/2), gris oliva claro (5 Y 5/2) y amarillo terroso, friables, masivas. En 59 m limoarcilita arenosa con laminación.

(56):

Fitolitos, ostrácodos.

(59):

Fitolitos.

F. Río Leona? (61-62)

61-62:

Idem tramo anterior, con materia carbonosa; diatomeas circulares escasas.

### Perforación YCF CC-3 Cabo Curioso

Cota: 10,25 msnm. Muestras estudiadas: 35 testigos entre 6 y 42 mbbp. Sólo se registraron muy esc. restos de gastrópodos, espículas de equinodermos y moldes de ostrácodos en 11 y 12 mbbp, y pequeños tubos piritizados en 23 mbbp.

Enadimsa (1986) reconoció recubrimiento Cuaternario entre 0 y 3 m; Miembro San Julián de la F. Patagonia entre 3 y 6 m; Arcillas de Cabo Curioso entre 42,60 y 73,70 mbbp.

### Perforación DNMG Cabo Blanco 4

Cota: ?. Muestras estudiadas: 3 de inyección entre 0 y 2,50 mbbp; 34 testigos entre 2,50 y 58,60 mbbp; 13 con foraminíferos.

Cuartario

0-1,28:

Conglomerados arenosos, areniscas.

F. Monte León (2,50-49,94)

2,50-49,94:

Areniscas finas limoarcillosas, limoarcilitas arenosas, tufíticas, tufitas limoarcillosas, gris amarillento (5 Y 8/1), marcas de óxido, friables, masivas; moluscos frec., fragmentos de conchillas, ocasionalmente bioturbación; en parte glauconíticas.

(4,10-4,38):

Fo esc. Ro esc.; cons. mala, disueltos; Marginulina sp. 1 (1), Glandulina ovula (1). Mi dominantes, cons. regular. Pyrgo carinata (58), Quinqueloculina triangularis (9).

(6,47-25,15):

Fo frec. Ro dominantes; cons. regular a buena, signos de corr. y recristalización; frec.: Cribrorotalia hornibrooki, f. planoconvexa, Astrononion echolsi, s.l., Cibicides pseudoungerianus, Buccella spp., "Cibicoides" sp. nov., Bolivina finlayi; otros: Heterolepa semiperforata, Epistominella exigua, Discorbis sp. 3, Trifarina ex gr. angulosa, Uvigerina bifurcata, Sphaeroidina bulloides, Nodosaria longiscata, s.l., Ramulina? sp., Transversigerina transversa?, Buliminella elegantissima, Bolivina albatrossi, Caucasina cf. C. khalilovi, uniloculares. Mi esc.; cons. regular; Pyrgo carinata, Quinqueloculina triangularis. Pl muy esc. Ar muy esc.: Siphotextularia? sp., Textularia sp. Otros: espículas de esponjas, de equinodermos, radiolarios, ostrácodos, diazomas, dientes de peces, fragmentos de moluscos.

?F. San Julián (49,94-58,60)

49,94-58,60:

Areniscas medianas, oliva pálido (10 Y 6/2) y gris oliva claro (5 Y 6/1), friables, masivas; glauconita y cuarzo abundantes.

(49,94-51,77):

Espículas de equinodermos y de esponjas, moldes de ostrácodos. Un molde de Cibicides sp. indeterminable en (51,50-51,62).

G. Bahía Laura (58,83-72,10)

Perforación YPF. SC-3

Se tuvo la oportunidad de analizar expeditivamente microfaunas de la perforación SC-3. Muestra la siguiente secuencia, de acuerdo con los foraminíferos registrados: F. Monte León (570-920 mbbp), incluida la A. de Martinottiella-Spirosigmoilinella, con Antarcticella antarctica (868-920 mbbp); F. Río Leona, con escasas cyclamminas en 1040-50 mbbp; F. Man Aike, con foraminíferos eocenos a partir de 1456 mbbp y Ko-

lesnikovella severini en 1512-14 mbbp (Malumíán y Náñez, 1989).

Referencias originales de las especies mencionadas en el texto

Anomalinoidea alazanensis spissiformis = Anomalina alazanensis Nuttall var. spissiformis Cushman y Stainforth, 1945; Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. 14, p. 71, fig. 5 a-c.

Anomalinoidea ex gr. orbiculus = ex gr. Rosalina orbiculus Stache, 1865; Novara-Exped. 1857-59, Geol. 1 (2), p. 285, lám. 24, fig. 34.

Anomalinoidea ex gr. pinguiglabus = ex gr. Anomalina pinguiglaba Finlay, 1940; Roy. Soc. New Zeal., Trans. Proc., 69 (1), p. 460, lám. 66, fig. 160-165.

Antarcticella antarctica = Candeina antarctica Leckie y Webb, 1985; Jour. Foram. Res. 15 (2), p. 66, lám. 1, fig. 1-17; lám. 2, fig. 1-9; lám. 3, fig. 3, 6, 8.

Astrononion echolsi, s. l. = Astrononion echolsi Kennett, 1967; Cushman Found. Foram. Res., Contr. 18 (3), p. 134, lám. 11, fig. 7-8.

Bolivina albatrossi Cushman, 1922; U. S. Nat. Mus. Bull. 104, p. 31, lám. 6, fig. 4.

Bolivina finlayi Hornibrook, 1961; New Zeal. Geol. Surv., Pal. Bull. 34 (1), p. 75, lám. 9, fig. 169-171.

Boltovskoyella patagonica Malumíán y Masiuk, 1972; Jour. Foram. Res. 2 (1), p. 3, lám. 1, fig. 1-2.

Buccella juliana = Cribrorotalia? juliana Bertels, 1979; Ameghiniana 14 (1-4), p. 274, lám. 8, fig. 1 a-b.

Buccella peruviana, s. l. = s. l. Rotalina peruviana d'Orbigny, 1839; Voy. Amér. Mérid., 5 (5), p. 35, lám. 2, fig. 3-5.

Bulimina pyrula d'Orbigny, 1846; Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, p. 184, lám. 11, fig. 9-10.

Buliminella elegantissima = Bulimina elegantissima d'Orbigny, 1839; Voy. Amér. Mérid., 5 (5), p. 51, lám. 7, fig. 13-14.

Cassidulina crassa d'Orbigny, 1839; Voy. Amér. Mérid., v. 5, pt. 5, p. 56, lám. 7, fig. 18-20.

Cassidulina subglobosa Brady, 1881; Quart. Jour. Micr. Sci. 21, p. 60; 1884, Challenger Exp., Repts., Zool. 9, p. 430, lám. 54, fig. 17.

Cassigerinella chipolensis = Cassidulina chipolensis Cushman y Ponton, 1932; Florida Geol. Surv. Bull. 9, p. 98, lám. 15, fig. 2.

Caucasina cf. C. khalilovi; cf. Caucasina khalilovi Loebllich y Tappan, 1964; Tulane Studies in Geol. 2 (3), p. 78, lám. 2, fig. 7-9.

Cibicides juliense Bertels, 1979; Ameghiniana 14, p. 281, lám. 10, fig. 2.

Cibicides lobatulus = Nautilus lobatulus Walker y Jacob, 1798; Ess. Micr., p. 642, lám. 14, fig. 36.

Cibicides cf. C. mediocris = cf. Cibicides mediocris Finlay, 1940; Roy. Soc. New Zeal., Trans. Proc. 69 (1), p. 464, lám. 67, fig. 198-199.

Cibicides pseudoungerianus = Truncatulina pseudoungeriana Cushman, 1922; J. S. Geol. Surv., Prof. Paper 129 E, p. 97, lám. 20, fig. 9.

Cibicides pseudoconvexus Parr, 1938; Jour. Roy. Soc. W. Aust. 24 (8), p. 86, lám. 3, fig. 5.

- Cibicides temperatus* Vella, 1957; *New Zeal. Geol. Surv.*, *Pal. Bull.* 28, p. 40, lám. 9, fig. 201-203.
- Cibicides tenellus* = *Truncatulina tenella* Reuss, 1865; *Sitz. k. Akad. Wiss. Wien* 50, p. 477, lám. 5, fig. 6.
- Cibicides* aff. *C. ungerianus* = aff. *Rotalina ungeriana* d'Orbigny, 1846; *Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne*, p. 157, lám. 8, fig. 16-18.
- Cibicides variabilis* = *Truncatulina variabilis* d'Orbigny, 1826; *Ann. Sci. Nat.*, sér. 1, v. 7, p. 279. 1839, en Barker-Webb y Berthelot, *Hist. Nat. Iles Canaries* 5 (2), p. 135, lám. 2, fig. 29.
- Cibicides vortex* Dorreen, 1948; *Jour. Paleont.* 22, p. 299, lám. 41, fig. 5.
- Cibicoides pygmeus* = *Pulvinulina pygmea* Hantken, 1875; *K. Ungar. Geol. Anst.*, *Mitt. Jahrb.*, Bd. 4, H. 1, p. 78, lám. 10, fig. 8 a-b.
- Criboelphidium* cf. *C. strattoni* = cf. *Polystomella strattoni* Applin, 1925; *Am. Assoc. Petr. Geol.*, *Bull.* 9 (1), p. 100, lám. 3, fig. 9-10.
- Cribrorotalia hornibrooki*, f. *planoconvexa* Malumián y Masiuk, 1971; *Rev. Españ. Micropaleont.* 3 (3), p. 296, lám. 1, fig. 3 a-c.
- Cribrorotalia hornibrooki*, f. *typica* Malumián y Masiuk, 1971; *Rev. Españ. Micropaleont.* 3 (3), p. 295, lám. 1, fig. 4 a-c.
- Cribrorotalia* cf. *C. meridionalis* = cf. *Eponides meridionalis* Cushman y Kellett, 1929; *U. S. Nat. Mus. Proc.* 75, art. 25, p. 11, lám. 4, fig. 4-6.
- Cribrostomoides* cf. *C. crassimargo* = cf. *Haplophragmium crassimargo* Norman, 1892; *Museum Normania-num*, pt. 7-8, p. 17. *Haplophragmium canariense* (d'Orbigny); Brady, 1884, *Challenger Exp.*, *Repts.*, *Zool.* 9, p. 310, lám. 35, fig. 4 (non 1-3, 5).
- Cyclamina cancellata* Brady, 1879; *Quart. Jour. Micr. Sci.*, n.s., 19, p. 62; *Challenger Exp.*, *Repts.*, *Zool.* 9, lám. 37, fig. 8-16.
- Discorbinella bertheloti*, s.l. = s.l. *Rosalina bertheloti* d'Orbigny, 1839; en Barker-Webb y Berthelot, *Hist. Nat. Iles Canaries* 2 (2), p. 135, lám. 1, fig. 28-30.
- "Discorbis" cf. *D. huneri* = cf. *Discorbis huneri* Howe, 1939; *Louisiana Dept. Conserv.*, *Geol. Surv.*, *Geol. Bull.* 14, p. 74, lám. 9, fig. 26-27.
- "Discorbis" cf. *D. valvulatus* = cf. *Rosalina valvulata* d'Orbigny, 1826; *Ann. Sci. Nat.*, sér. 1, v. 7, p. 271, no. 4; 1839, en de la Sagra, *Hist. Phys. Polit.*, *Nat. Cuba*, p. 96, lám. 3, fig. 21-23.
- Discorbis williamsoni*, s. l. = s. l. *Discorbis williamsoni* Chapman y Parr, 1932; *Roy. Soc. Victoria, Proc.* 44 (n.s.), p. 226. *Rotalina nitida* Williamson, 1858; *Foram. Gr. Brit.*, *Roy. Soc.*, p. 54, lám. 4, fig. 106-108.
- Ehrenbergina glabra* = *Ehrenbergina hystrix glabra* Heron-Allen y Earland, 1922; *Brit. Antarctic ("Terra Nova") Exp.*, 1910, *Nat. Hist. Rept.*, *Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, *Zool.*, v. 6 (2), p. 140, lám. 5, fig. 1-6, 11.
- Elphidium* cf. *E. galvestonense* = cf. *Elphidium gunteri* Cole var. *galvestonensis* Korrfeld, 1931; *Stanford Univ.*, *Geol.*, *Contr.* 1, p. 87, lám. 15, fig. 1-3.
- Elphidium* cf. *E. groenlandicum* = cf. *Elphidium groenlandicum* Cushman, 1933; *Smith. Inst.*, *Misc. Coll.* 89 (9), p. 4, lám. 1, fig. 10.
- Elphidium infrajuliense* Bertels, 1979; *Ameghiniana* 14 (1-4), p. 267, lám. 6, fig. 1 a-b.
- Elphidium macellum* (Fichtel y Moll), f. *oweniana* = *Nautilus macellus* Fichtel y Moll, 1798; *Testac. Microsc.*, var.  $\alpha$ , p. 66, lám. 10, fig. e-g; var.  $\beta$ , p. 68, lám. 10, fig. h-k. *Polystomella oweniana* d'Orbigny, 1839; *Voy. Amér. Mérid.* 5 (5), p. 30, lám. 3, fig. 3-4.
- Epistominella exigua* = *Pulvinulina exigua* Brady, 1884; *Challenger Exp.*, *Repts.*, *Zool.*, 9, p. 696, lám. 103, fig. 13-14.
- Fissurina pseudoorbignyana* = *Lagena pseudoorbignyana* Buchner, 1940; *K. Leop. Carol. Deutsch. Akad. Naturf.*, *Abh (Nova Acta)*, n. s., v. 9, n<sup>o</sup> 62, p. 460, lám. 10, figs. 157-160.
- Fissurina quadricostulata* = *Lagena quadricostulata* Reuss, 1870; *K. Akad. Wiss. Wien Math. Nat. Cl.*, v. 62, 1, p. 469. Schlicht, 1870; *Foram. Septarich-Thones*. Pietzpuhl, lám. 6, fig. 25-30.
- Florilus grateloupi* = *Nonionina grateloupi* d'Orbigny, 1839; *Ann. Sci. Nat.*, sér. 1, v. 7, p. 294, no. 19. 1839, en de la Sagra, *Hist. Phys. Polit. Nat. Cuba*, p. 46, lám. 6, fig. 6-7.
- Gavelinella zealandica* Hornibrook, 1961; *New Zeal. Geol. Surv.*, *Pal. Bull.* 34 (1), p. 107, lám. 16, fig. 350, 351, 356.
- Glandulina ovula* d'Orbigny, 1846; *Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne*, p. 29, lám. 1, fig. 6-7.
- Globigerapsis index* = *Globigerinoides index* Finlay, 1939; *Roy. Soc. New Zeal.*, *Trans. Proc.* 69 (1), p. 125, lám. 14, fig. 85-88.
- Globigerina ampliapertura* Bolli, 1957; *U. S. Nat. Mus.*, *Bull.* 215, p. 108, lám. 22, fig. 4-7.
- Globigerina* cf. *G. angustiumbilicata* = cf. *Globigerina ciproensis angustiumbilicata* Bolli, 1957; *U. S. Nat. Mus.*, *Bull.* 215, p. 109, lám. 22, fig. 12a-13c.
- Globigerina anguliofficialis* Blow, 1969; *Proc. First. Intern. Conf. Plankt. Microfoss.* 1, p. 379, 380, lám. 11, fig. 1-5.
- Globigerina ciproensis ciproensis* Bolli, 1954; *Cushman Found. Foram. Res.*, *Contr.* 5 (1), p. 1, fig. 3-6. Cushman y Stainforth, 1945; *Cushman Lab. Foram. Res.*, *Spec. Publ.* 14, p. 67, lám. 13, fig. 1a-b.
- "*Globigerina*" *euapertura* Jenkins, 1960; *Micropaleont.* 6 (4), p. 351, lám. 1, fig. 8 a-c.
- "*Globigerina*" *gortanii* = *Catapsydrax gortanii* Borsetti; *Gior. Geologia*, ser. 2, v. 27, lám. 1, fig. 1.
- Globigerina praebulloides* Blow, 1959; *Bull. Am. Paleont.* 39 (178), p. 180, lám. 8, fig. 47-48.
- "*Globigerina*" *woodi woodi* Jenkins, 1960; *Micropaleont.* 6 (4), p. 352, lám. 2, fig. 2 a-c.
- Guttulina yabei* Cushman y Ozawa, 1929; *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, *Trans. Abstr.* 6 (3-4), p. 68, lám. 13, fig. 2, lám. 14, fig. 6.
- Gyroidina parva* Cushman y Renz, 1941; *Cushman Lab. Foram. Res.*, *Contr.* 17 (1), p. 23, lám. 4, fig. 2 a-c.
- Gyroidinoides soldanii* = *Gyroidina soldanii* d'Orbigny, 1826; *Ann. Sci. Nat.*, sér. 1, v. 7, p. 276, no. 5, mod. 36. D'Orbigny, 1846; *Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne*, lám. 8, fig. 10-12.
- Gyroidinoides zelandicus* = *Gyroidina zelandica* Finlay, 1939; *Roy. Soc. New Zeal.*, *Trans. Proc.* 69 (3), p. 323, lám. 28; fig. 138-140.
- Heterolepa perlucida* (Nuttall) = *Cibicides perlucidus* Nuttall, 1932; *Jour. Paleont.* 6, p. 33, lám. 8, fig. 10-12.

Heterolepa semiperforata = Cibicides semiperforatus Hornibrook, 1961; New Zeal. Geol. Surv., Pal. Bull. 34 (1), p. 162, lám. 25, fig. 506-508.

Kolesnikovella severini = Virgulinella severini Cañón y Ernst, 1974; Geol. Soc. Am., Mem. 139, p. 85, lám. 4, fig. 9.

Lagena ex gr. substriata = ex gr. Lagena substriata Williamson, 1848; Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 2, v. 1, p. 15, lám. 2, fig. 12.

Lenticulina alatolimбата = Robulina alato-limbata Gumbel, 1868; K. Bayer, Akad. Wiss. Munchen, Math.-Physik. Cl., Abh., Bd. 10 (1870), Abt. 2, p. 641, lám. 1, fig. 70.

Melonis pompilioides = Nautilus pompilioides Fichtel y Molle, 1798; Testac. Microsc., p. 31, lám. 2, fig. a-c.

Nodosaria longiscata, s. l. = s. l. Nodosaria longiscata d'Orbigny, 1846; Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, p. 32, lám. 1, fig. 10-12.

Nonionella magnalingua Finlay, 1940; Roy. Soc. New Zeal., Trans. Proc. 69 (1), p. 456, lám. 65, fig. 144-146.

Nonionella novozealandica Cushman, 1946; Cushman Lab. Foram. Res., Contr. 12 (4), p. 88, lám. 13, fig. 16.

Oolina cf. O. lineata = cf. Entosolenia lineata Williamson, 1848; Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 2, v. 1, p. 18, lám. 2, fig. 18.

Oridorsalis umbonatus = Rotalina umbonata Reuss, 1851; Z. Dt. Geol. Ges., Bd. 3, p. 75, lám. 5, fig. 15.

Paragloborotalia opima opima = Globorotalia opima opima Bolli; U. S. Nat. Mus., Bull. 215, p. 117, lám. 28, fig. 1-2.

Pullenia subcarinata quinqueloba = Nonionina quinqueloba Reuss, 1851; Z. Dt. Geol. Ges., Bd. 3, p. 71, lám. 5, fig. 31a-b.

Pyrgo carinata = Biloculina carinata d'Orbigny, 1839; en de la Sagra, Hist. Phys. Polit., Nat. Cuba, p. 164, lám. 8, fig. 24, lám. 9, fig. 1-2.

Pyrgo elongata = Biloculina elongata d'Orbigny, 1826; Ann. Sci. Nat., sér. 1, v. 7, p. 298, N° 4. Parker, Jones y Brady, 1871; Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, v. 8, lám. 8, fig. 6.

Pyrgo cf. P. ringens = cf. Miliolites ringens Lamarck, 1804; Ann. Mus. Nat. Hist. 5, p. 351, v. 9, lám. 17, fig. 1.

Pyrulina fusiformis = Polymorphina (Globulina) fusiformis Roemer, 1838; Neues Jahrb. Min. Geogr. Geol. Petref.-Kunde, p. 386, lám. 3, fig. 37 a-b.

Quinqueloculina aff. Q. patagonica = aff. Quinqueloculina patagonica d'Orbigny, 1839; Voy. Amér. Mérid., 5 (5), p. 74, lám. 4, fig. 14-16.

Quinqueloculina goodspeedi Hanna y Hanna, 1924; Wash. Univ. Publ. Geol., Seattle, 1 (4), p. 58, lám. 13, fig. 3-4.

Quinqueloculina horrida Cushman, 1947; Cushman Lab. Foram. Res., Contr. 23, p. 88, lám. 19, fig. 1.

Quinqueloculina imperialis Hanna y Hanna; Univ. Washington Publ. Geol. 1 (4), p. 58, lám. 13, fig. 7-8, 10.

Quinqueloculina ex gr. poeyana = ex gr. Quinqueloculina poeyana d'Orbigny, 1839; en de la Sagra, Hist. Phys. Polit., Nat. Cuba, p. 191, lám. 11, fig. 25-27.

Quinqueloculina seminulum = Serpula seminulum Linne, 1767; Syst. Nat., ed. 12, p. 1264, no. 791.

Quinqueloculina triangularis d'Orbigny, 1846; Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, p. 288, lám. 18, fig. 7-9.

Reophax curtus Cushman; U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 128-B, p. 8, lám. 2, fig. 2-3.

Reophax scorpiurus Montfort, 1808; Conchylol. Syst., v. 1, p. 331, fig. 130.

Robertinoides australis Malumián, 1982; Ameghiniana 19 (1-2), p. 63, lám. 6, fig. 2-3.

Sigmomorphina chiliana Todd y Kniker, 1952; Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. 1, p. 18, lám. 3, fig. 25.

Sphaeroidina bulloides d'Orbigny, 1826; Ann. Sci. Nat., sér. 1, v. 7, p. 267, mod. 65.

Spirosigmoilinella compressa Matsunaga, 1955; Pal. Soc. Japan, Trans. and Proc., n. ser., 18, p. 50, text-fig. 1-2.

Subbotina angiporoides = Globigerina angiporoides Hornibrook, 1965; New Zeal., Jour Geol. Geophys., 8 (5), p. 835, 838, fig. 1-2.

Tenuitella postcretacea = Globigerina postcretacea Mjatljuk, 1950; VNIGRI, n. ser., v. 51, p. 280, lám. 4, fig. 3.

Testacarinata inconspicua = Globorotalia inconspicua Howe, 1939; Louisiana Dept. Conserv., Geol. Surv., Geol. Bull. 14, p. 85, lám. 12, fig. 20-22.

Transversigerina transversa = Siphogenerina raphanus (Parker y Jones) var. transversus Cushman; U. S. Nat. Mus., Bull. 103, p. 64, lám. 22, fig. 8.

Trifarina ex gr. angulosa = ex gr. Uvigerina angulosa Williamson, 1858; Foram. Gr. Brit., p. 67, lám. 5, fig. 140.

Trifarina juliana = Uvigerina juliana Bertels, 1979; Ameghiniana 14 (1-4), p. 258, lám. 4, fig. 1.

Triloculina cf. T. valvularis = cf. Triloculina valvularis Reuss, 1851; Z. Dt. Geol. Ges., v. 3, p. 85, lám. 7, fig. 56.

Trochammina inflata = Nautilus inflatus Montagu, 1803; Testac. Brit., p. 8, lám. 18, fig. 3.

Uvigerina bifurcata d'Orbigny, 1839; Voy. Amér. Mérid., 5 (5), p. 53, lám. 5, fig. 113.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. IIº Censo de la Rep. Argentina, 1: 111-225.
- BECKER, D., 1964. Micropaleontología del Superpatagónico de las localidades Las Cuevas y Monte Entrance (provincia de Santa Cruz). Ameghiniana, 3 (10): 319-351.
- BERGGREN, W. A., D. V. KENT, J. J. FLYNN y J. A. VAN COUVERING, 1985. Cenozoic geochronology. Geol. Soc. Am. Bull., 96: 1407-1418.
- BERTELS, A., 1970. Sobre el "Piso Patagónico" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 495-501.
- \_\_\_\_\_, 1975. Bioestratigrafía del Paleógeno en la República Argentina. Rev. Españ. Micropal., 7 (3): 429-450.

- \_\_\_\_\_, 1979. Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina. *Ameghiniana*, 14 (1-4): 233-293.
- \_\_\_\_\_, 1980. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos de la Formación Monte León (Oligoceno) en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina. IIº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., y Iº Congr. Latinoamer. Paleont., Actas, 2: 213-273.
- BIDDLE, K. T., M. A. ULIANA, R. M. MITCHUM Jr., M. G. FITZGERALD y R. C. WRIGHT, 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 8: 41-61.
- BLOW, W. H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En: Brönnimann, P. y Renz, H. (Ed.), *Proceedings of First Planktonic Conference*. Leiden: 199-442.
- CAMACHO, H. H., 1974. Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. *Acad. Cs. Ex., Fis. y Nat., An.*, 26: 39-57.
- \_\_\_\_\_, 1979. Significados y usos de "Patagoniano", "Patagoniense", "Formación Patagónica" y otros términos de la estratigrafía del Terciario marino argentino. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (3): 235-242.
- \_\_\_\_\_, 1980. La Formación Patagonia, su nuevo esquema estratigráfico y otros temas polémicos. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXV (2): 276-281.
- \_\_\_\_\_, 1985. Presencia del género *Parinomya* Olsson, 1928 (Mollusca, Bivalvia) en la Formación San Julián (Eoceno) de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Acad. Nac. Cs., Córdoba*, 56 (3-4): 119-125.
- CARRIZO, R., N. MALUMIAN, C. NAÑEZ, A. CARAMES y A. CONCHEYRO. Micropaleontología y correlación del Terciario del área carbonífera de Río Turbio, provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (en prensa).
- CODIGNOTTO, J. O. y N. MALUMIAN, 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (1): 44-88.
- CRÍADO ROQUE, P., C. DE FERRARIIS, A. MINGRAMM, E. ROLLERI, I. SIMONATO y T. SUERO, 1960. Cuencas sedimentarias de la Argentina. *Bol. Inf. Petrol.*, 320: 1-21.
- DI BENEDETTO, H., 1973. Informe geológico zona sur Lago Argentino. Prov. de Santa Cruz. YPF, Bs. As., (Inéd.).
- DI GIUSTO, J., 1955. Informe geológico preliminar Zona San Julián. YPF, (Inéd.).
- DI PAOLA, E. C. y H. G. MARCHESE, 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Gran Bajo de San Julián-desembocadura del río Santa Cruz), provincia de Santa Cruz, República Argentina. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, 3: 207-222.
- ENADIMSA, 1986. Proyecto de exploración de los yacimientos de carbón de la cuenca Austral argentina. YCF-BIRF. Inf. Téc. Final correspondiente a la Zona Norte., III-I, Mem. y Anexo III-I, YCF.
- FERUGLIO, E., 1938. El Cretácico superior del Lago San Martín y de las regiones adyacentes. *Physis*, 12: 293-342.
- \_\_\_\_\_, 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. YPF, Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. *Serv. Geol. Nac., Bol.* 140: 51.
- \_\_\_\_\_, y H. H. CAMACHO, 1972. El Cretácico superior y Terciario de la Región Austral del lago Argentino (provincia de Santa Cruz). IVº *Jorn. Geol. Arg., Actas*, 3: 61-75.
- GIMENEZ, M. L., 1977. Perfil geológico del cerro Chenque: su litología y paleontología. Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. *Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. Bs. As., Trabajo Final de Lic.*, (Inéd.).
- IRIGOYEN, V., 1986. Informe preliminar del levantamiento geológico de la Hoja 57 f-g, Comandante Luis Piedra Buena. *Secr. de Min.*, (Inéd.).
- KNOX, G., 1980. Plate tectonics and the evolution of intertidal and shallow water benthic biotic distribution patterns of the southwest Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 31: 267-297.
- LEANZA, A. F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: A. F. Leanza (Dir. y Ed.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs. 689-706.
- LOUITT, T. S. y J. P. KENNETT, 1981. New Zealand and Australian Cenozoic Sedimentary Cycles and Global Sea-level Changes. *Am. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, 65: 1586-1601.
- LUNA, P., 1979. Informe sobre los resultados de 6 pozos ejecutados en la zona del curso medio del Río Santa Cruz (provincia de Santa Cruz). YCF, Inf. 1111, (Inéd.).
- MALUMIAN, N., 1968. Foraminíferos del Cretácico superior y Terciario del subsuelo de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 5 (6): 191-227.
- \_\_\_\_\_, 1979. Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 161-181.
- \_\_\_\_\_, 1982a. Características bioestratigráficas de las asociaciones foraminíferológicas de la Argentina. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, 1: 779-790.
- \_\_\_\_\_, 1982b. Foraminíferos bentónicos de la Formación Carmen Silva, Mioceno, Isla Grandé de Tierra del Fuego. *Ameghiniana*, 19 (1-2): 37-66.
- \_\_\_\_\_. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste lago Cardiel), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (en prensa).
- \_\_\_\_\_, y V. MASIUK, 1972. Boltovskoyella: A New Paleogene Foraminiferal genus from Argentina. *Jour. Foram. Res.*, 2 (1): 1-5.



- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y J. C. RIGGI, 1971. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI (2): 175-208.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y C. NAÑEZ, 1989. Asociaciones de foraminíferos del Terciario de cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XLIII (2): 257-264.
- \_\_\_\_\_, F. NULLO y V. RAMOS, 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. En: *The Phanerozoic Geology of the World*, II, 9: 265-304, Elsevier.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y M. PALMA, 1984. Relaciones, ambiente y foraminíferos de los sedimentos del Terciario medio de la costa de la provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIX (3-4): 304-309.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y V. RAMOS, 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. *Earth Planet. Sc. Let.*, 67: 228-237.
- MARCHANT, M. y V. PINEDA, 1988. Determinación de la edad del Miembro superior marino de los Estratos de Pupunahue, mediante foraminíferos. Vº Congr. Geol. Chileno, 2: C 311-C 325.
- MARSHALL, L., R. PASCUAL, G. CURTIS y R. DRAKE, 1977. South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195: 1325-1328.
- MARTINEZ, P., R. y R. P. ZUÑIGA, 1976. Edad y paleoecología de la Formación Cholchol, provincia de Cautín, Chile. Iº Congr. Geol. Chileno, C 107 - C 123.
- MASIUK, V., 1975. Estudio micropaleontológico del pozo SC-2, Santa Cruz. Informe parcial inédito incluido en el legajo del pozo SC-2. YPF, Buenos Aires.
- MASIUK, V., D. BECKER y A. GARCIA ESPIASSE, 1976. Micropaleontología y sedimentología del pozo YPF Ch Pres-1 (Península Valdés), provincia del Chubut, República Argentina. Importancia y correlaciones. ARPEL, 24.
- NAÑEZ, C., 1989. Paleoecología de los foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz. Univ. Bs. As., Tesis de doctorado, (Inéd.).
- NATLAND, M. L., P. E. GONZALEZ, A. CAÑON y M. ERNST, 1974. A System of Stages for correlation of Magallanes Basin Sediments. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 139: 1-126.
- PANZA, J. L. Descripción geológica de la Hoja 55e, Cerro Rubio. Dir. Nac. Min. y Geol., (Inéd.).
- PEREYRA, J., 1977. Perfil columnar Pozo Río Coyle 4 - Santa Cruz y clasificación de cuttings. YCF, Inf. 1071, (Inéd.).
- PIATNITZKY, A., 1938a. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz. *Patagonia. Bol. Inf. Petr.*, 165: 45-85.
- \_\_\_\_\_, 1938b. Informe parcial acerca de la litología y contenido fosilífero (inédito) incluido en el legajo del pozo SC-2. YPF, Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (1): 23-49.
- RICCARDI, A. y E. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: IIº Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs., 2: 1174-1306.
- RIGGI, J. C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIII (2): 158-171.
- \_\_\_\_\_, 1979a. Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (1): 1-11.
- \_\_\_\_\_, 1979b. Nomenclatura, categoría litoestratigráfica y correlación de la Formación Patagonia en la costa atlántica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (3): 243-248.
- \_\_\_\_\_, 1979c. Estratigrafía Cretácica Terciaria del subsuelo de Cabo Buen Tiempo, Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (4): 255-269.
- \_\_\_\_\_, 1980. Aclaración y ampliación de conceptos sobre el nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV (2): 282-289.
- RUSSO, A. y M. A. FLORES, 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: A. F. Leanza (Dir. y Ed.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs.: 707-727.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y H. DI BENEDETTO, 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: IIº Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs., 2: 1431-1462.
- STIPANICIC, P. N. y E. J. METHOL, 1972. Macizo de Somuncurá. En: A. F. Leanza (Dir. y Ed.), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cs.: 582-599.
- VAIL, P. R., R. M. MITCHUM Jr. y S. THOMPSON III, 1977. Global cycles of relative changes of sea level. En: *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petr. Geol., Mem., 26: 83-97.
- WICHMANN, R., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dir. Gral. Minas, Bol., 30 B (Geol.): 1-34.

Recibido: 12 de marzo, 1988

Aceptado: 1 de noviembre, 1989

CAROLINA NAÑEZ

CONICET  
Dirección Nacional de Minería y Geología  
Tte. Fgta. Benito Correa 1194  
1107 Buenos Aires

Lámina I

Salvo indicación, la barra (B) equivale a 100  $\mu\text{m}$

- 1a. *Astrononion echolsi* Kennett, s.l. Perfil Cdte. Luis Piedra Buena; muestra LP 2. F. Monte León. Vista lateral.
- 1b. Idem. V. periférica del mismo ejemplar.
2. *Buccella peruviana* (d'Orbigny), s.l. Perfil Cdte. Luis Piedra Buena; muestra LP 2. F. Monte León. V. umbilical.
3. *Caucasina* cf. *C. khalilovi* Loeblich y Tappan. Perfil Ea. Salesiana; muestra SA 4. F. Monte León. V. lateral.
4. *Cribrorotalia hornibrooki*, f. *planoconvexa* Malumián y Masiuk. Perfil Cañadón Pallán; muestra CP 2. F. Monte León. V. umbilical.
5. *Cribrorotalia* cf. *C. meridionalis* (Cushman y Kellett). Perforación R. es-1 Rincón Chico; 140-150 mbbp. F. Monte León. V. umbilical.
- 6a. *Elphidium macellum* (Fichtel y Moll), f. *oweniana*. Perfil Cdte. Luis Piedra Buena; muestra LP 2. F. Monte León. V. lateral.
- 6b. Idem. Detalle. B = 10  $\mu\text{m}$ .
7. *Bolivina albatrossi* Cushman. Perfil Cdte. Luis Piedra Buena; muestra LP 2. F. Monte León. V. periférica, foramina y placa dental.
8. Idem. V. lateral de otro ejemplar. B = 10  $\mu\text{m}$ .
- 9a. *Florilus grateloupi* (d'Orbigny). Perfil Cdte. Luis Piedra Buena; muestra LP 2. F. Monte León. V. lateral.
- 9b. Idem. Detalle. B = 10  $\mu\text{m}$ .
10. *Oridorsalis umbonatus* (Reuss). Perfil Ea. La Celestina. F. Monte León. V. umbilical.
11. *Melonis pompilioides* (Fichtel y Moll). Perforación R. es-1 Rincón Chico; 250-260 mbbp. F. Monte León. V. lateral.
12. *Quinqueloculina* sp. 7510. Perforación R. es-1 Rincón Chico; 250-260 mbbp. F. Monte León. V. lateral.
13. *Cribrostomoides* cf. *C. orassimargo* (Norman). Perforación SC-2; 374,5 mbbp. F. Monte León. V. lateral.
14. Idem. Perforación CC-7 Cabo Curioso; 29 mbbp. F. Monte León. V. periférica.
15. *Uvigerina bifurcata* d'Orbigny. Perforación SC-2; 381,7 mbbp. F. Monte León. V. lateral.
16. *Reophax scorpiurus* Montfort. Perforación Sc-2; 379 mbbp. F. Monte León. V. lateral. B = 1000  $\mu\text{m}$ .
17. *Transversigerina transversa* (Cushman). Perforación SC-2; 381,7 mbbp. F. Monte León. V. lateral.

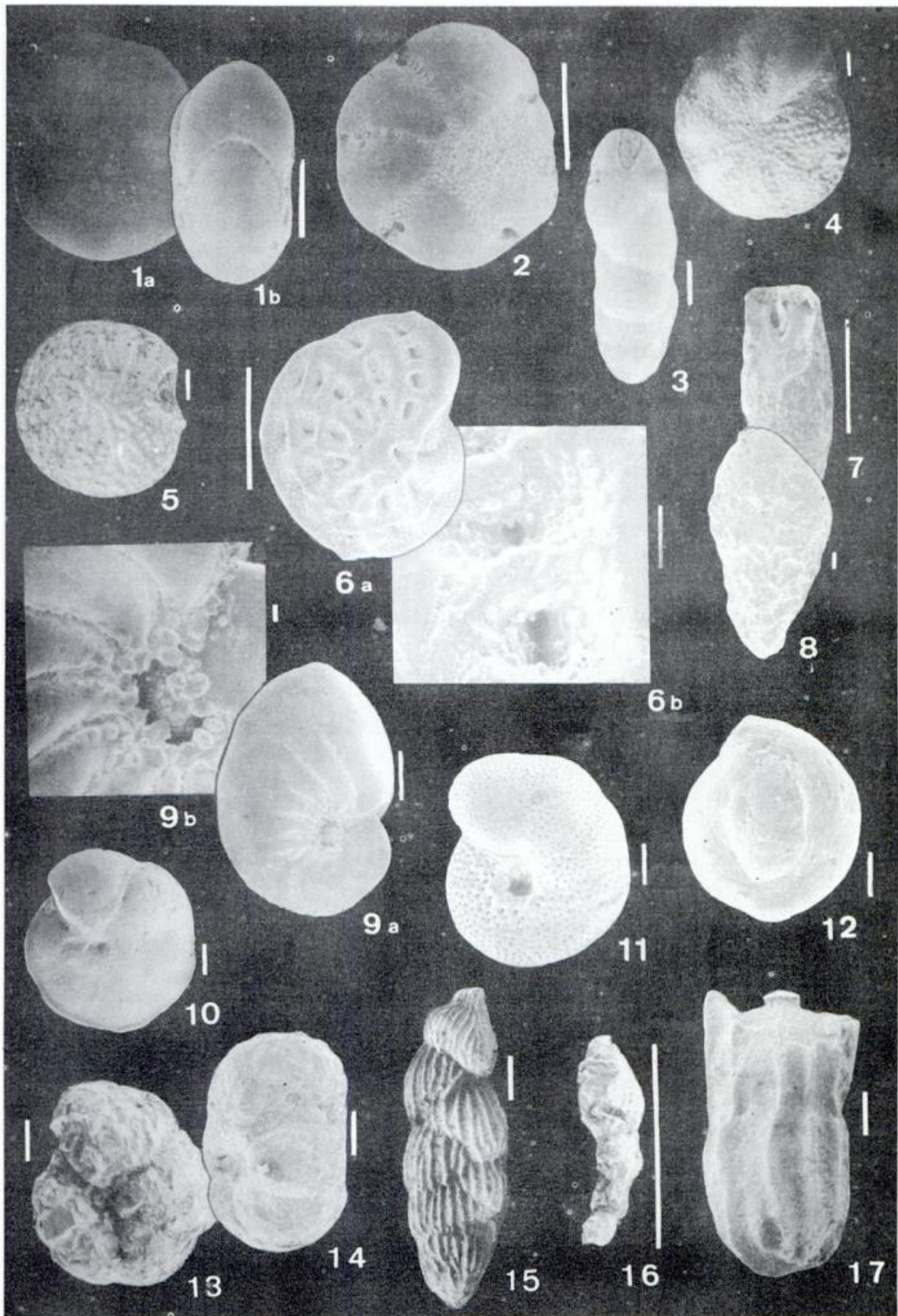
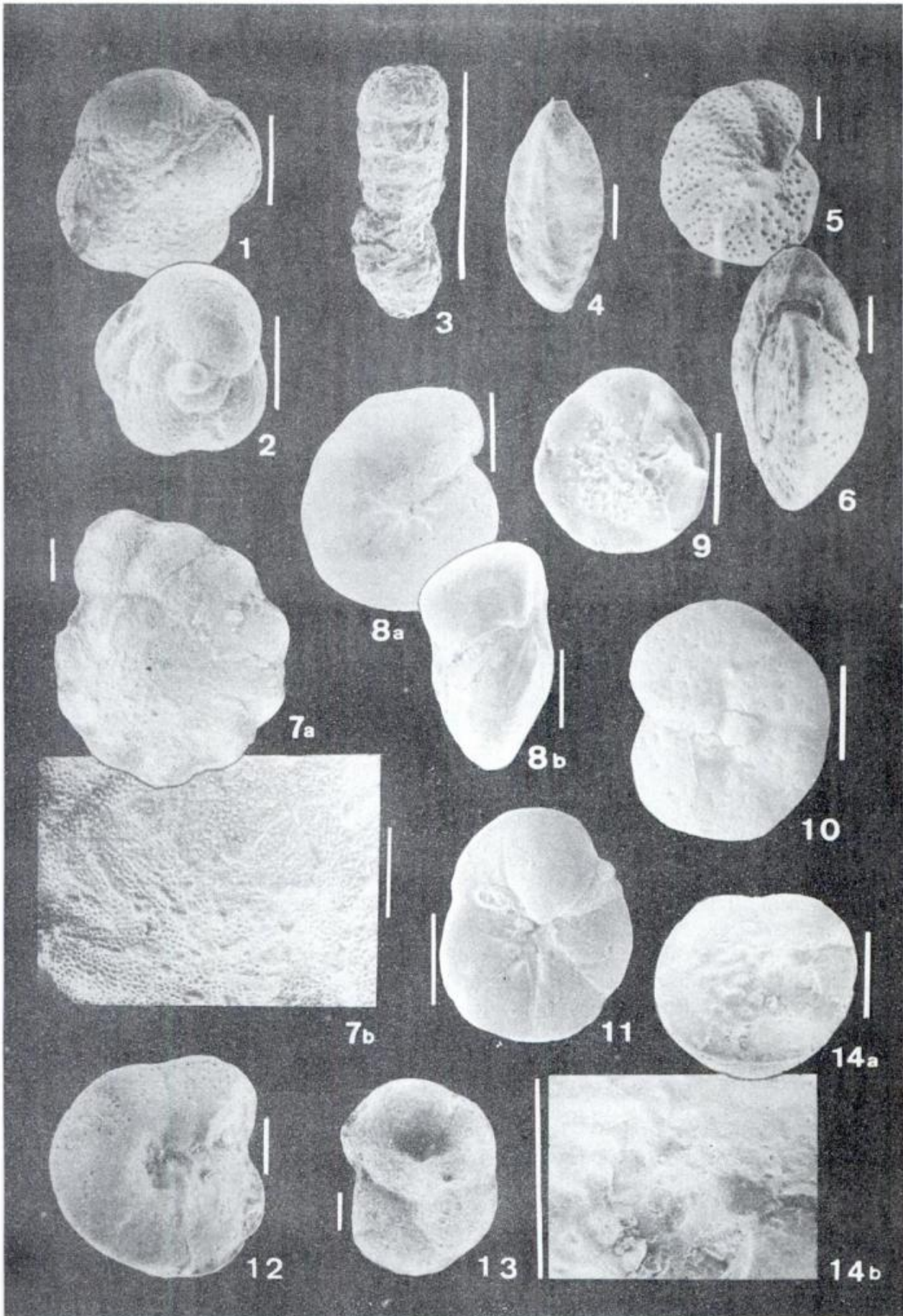


Lámina II

Salvo indicación, la barra (B) equivale a 100  $\mu\text{m}$ .

1. *Antarcticella antarctica* (Leckie y Webb). Perforación CB. es-6 Campo Bola; 650-660 mbbp. F. Monte León. V. umbilical.
2. Idem. Perforación CB. es-6 Campo Bola; 610-620 mbbp. F. Monte León. V. espiral.
3. *Martinottjella* sp. Perforación CB. es-6 Campo Bola; 620-630 mbbp. F. Monte León. V. lateral. B = 1000  $\mu\text{m}$ .
4. *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga. Perforación RSC-1 Río Santa Cruz; 415,75-417,25 mbbp. F. San Julián. V. lateral.
5. *Cibicides juliense* Bertels. Perforación RSC-1 Río Santa Cruz; 427,75-429,25 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
6. Idem. Perforación RSC-1 Río Santa Cruz; 433,50-434,50 mbbp. F. San Julián. V. periférica.
- 7a. *Cribrorotalia* sp. nov. Perforación SC-2; 449 mbbp. F. San Julián. V. espiral.
- 7b. Idem. Detalle.
- 8a. *Gyroidinoides zelandicus* (Finlay). Perforación SC-2; 493 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
- 8b. Idem. V. periférica del mismo ejemplar.
9. *Buccella juliana* (Bertels). Perforación RSC-1 Río Santa Cruz; 427,75-429,25 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
10. *Cibicidina* sp. 2670. Perforación RSC-1 Río Santa Cruz; 427,75-429,25 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
11. "*Discorbis*" cf. *D. huneri* Howe. Perforación RSC-1 Río Santa Cruz; 427,75-429,25 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
12. *Gavelinella zealandica* Hornibrook. Perforación SC-2; 493 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
13. *Trochammina inflata* (Montagu). Perforación SC-2; 449 mbbp. F. San Julián. V. umbilical.
- 14a. *Boltovskoyella patagonica* Malumián y Masiuk. Perforación SC-1; 583-590 mbbp. F. Man Aike. V. umbilical.
- 14b. Idem. Detalle.



## LA BASE DEL GRUPO TEPUEL EN LAS CERCANIAS DE ESQUEL, CHUBUT

Félix González Bonorino y Gustavo González Bonorino

### RESUMEN

La secuencia sedimentaria paleozoica aflorante inmediatamente al este de Esquel puede dividirse en dos formaciones separadas por una superficie erosiva. La más antigua, Formación Esquel, consiste en depósitos de plataforma profunda; su base está cubierta y mide más de 500 m de espesor. La más joven, Formación Valle Chico, incluye tillitas depositadas en ambientes de plataforma profunda a somera; mide 1 a 1,5 km de espesor. La superficie erosiva fue labrada por un glaciar y está cubierta por una tillita. Esta superficie había sido previamente interpretada como una discordancia tectónica. Por litofacies, las formaciones Esquel y Valle Chico son correlacionadas, respectivamente, con las formaciones Jaramillo y Pampa de Tepuel, integrantes del Grupo Tepuel en su área tipo (sierra de Tepuel). Se propone, por lo tanto, incluir a las formaciones Esquel y Valle Chico en ese Grupo. De la correlación litoestratigráfica se concluye que la secuencia de Esquel es enteramente carbónica y que la base del Paleozoico superior no está expuesta en las cercanías de Esquel.

### ABSTRACT

A poorly fossiliferous Paleozoic sedimentary succession crops out near Esquel, in southwestern Argentina. Its upper half comprises glacial deposits and has been traditionally correlated with Carboniferous Gondwana glacial strata to the east. Its lower part is free of glacial influence and comprises deep-sea shelf facies. A regional tectonic unconformity has been postulated between both units, with the implication that the lower one could be pre-Carboniferous. A re-study of these exposures showed that the two units are separated by a surface of erosion exondated by a Gondwana glacier, and that the entire succession is Carboniferous.

### INTRODUCCION

El Grupo Tepuel (Carbónico inferior-Pérmico inferior; Sueiro, 1948) consiste de sedimentos terrígenos marinos, en parte glaciarios, aflorantes en el Chubut noroccidental (figura 1). En la serranía de Tepuel-Tecka (2 en figura 1; área que incluye el estratotipo) el Grupo Tepuel mide unos 5 km de espesor, con la base cubierta y el techo pseudoconcordante bajo estratos del Jurásico inferior (Sueiro, 1948). Hacia el este se acuña marcadamente y traslapa sobre un basamento granítico expuesto, por ejemplo, en el cerro Catreleo (3 en figura 1; Robbiano, 1971). Allí se apoya sobre una superficie de erosión glaciaria labrada en granito y cubierta por un pavimento de bloques. Ha-

cia el norte de la serranía Tepuel-Tecka, y aproximadamente sobre el mismo rumbo estructural, hay un pequeño afloramiento de sedimentos carbónicos glaciarios (?) sobre el arroyo Pescado (4 en figura 1). Unos 30 km al noroeste de la serranía Tepuel-Tecka, en la vecindad de Esquel (1 en figura 1), hay buenos afloramientos de sedimentitas paleozoicas, en parte glaciarias, que son parcialmente correlacionables con el Grupo Tepuel en el área tipo. Estos estratos fueron agrupados por Feruglio (1941) bajo el nombre informal de "esquistos de Esquel". La secuencia mide 1 a 1,5 km de espesor; su base está cubierta y el techo es una superficie de erosión reciente.

La correlación de los estratos de Esquel con el Grupo Tepuel ha sido motivo de debate. Cucchi (1980a) postuló que una dis-

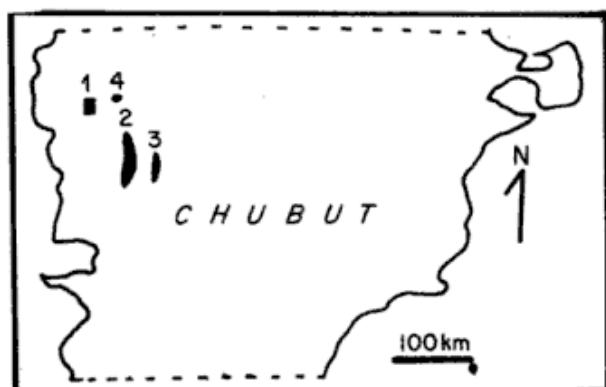


Figura 1: Afloramientos del Grupo Tepuel discutido en este trabajo. 1 - área de Esquel; 2 - serranía de Tecka-Tepuel; 3 - área del cerro Catreleo; 4 - área del arroyo Pescado.

discordancia tectónica divide la secuencia en dos unidades; la superior sería correlacionable con el Grupo Tepuel pero la inferior sería más antigua que todo el Grupo Tepuel en su área tipo. En cambio, López Gamundi (1980a) no reconoció discordancia alguna y propuso que los estratos de Esquel son enteramente correlacionables con el Grupo Tepuel.

Para el presente trabajo se ha mapeado en detalle una parte de los afloramientos próximos a Esquel, con el propósito de integrarlos en una columna litoestratigráfica única que pueda ser comparada con la del Grupo Tepuel. Nuestras principales conclusiones son: a) existe una discordancia intra-secuencia pero b) la discordancia no es tectónica sino el resultado de erosión glaciaria local, y c) los estratos de Esquel son enteramente correlacionables con el Grupo Tepuel en su área tipo.

#### GEOLOGIA GENERAL Y NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA

Los afloramientos estudiados para este trabajo se encuentran a unos 2 km al este de Esquel, agrupados en tres áreas aisladas entre sí por depósitos recientes. Los mejores afloramientos están en el cerro Excursión y en el corte de las vías del F.C. Roca. La tercera área está al sur-sureste del cerro Excursión, separada de éste por el valle del río Chico, y en ella los afloramientos son escasos (figura 2).

Los estratos paleozoicos están fuertemente deformados, y localmente muestran una intensa fracturación o cizallamiento (Cucchi, 1980a; López Gamundi, 1980a). Stocks post-paleozoicos han producido un leve metamorfismo térmico (Cucchi, 1980a) y una alteración hidrotermal en las proximidades de las intrusiones.

La secuencia paleozoica está compuesta por un 50 % de arenisca, un 45 % de pelita, y un 5 % de diamictita. La diamictita más antigua se encuentra a unos 500 m por encima de la base aflorante. Esta diamictita se apoya sobre una superficie erosiva que Cucchi (1980a y b) interpretó como una discordancia tectónica. Escasa flora y fauna permite asegurar la presencia de estratos carbónicos, y acotar la edad de la secuencia al intervalo Devónico-Permiano (Sepúlveda, 1977; Sepúlveda y Cucchi, 1978; Cucchi, 1980a; López Gamundi, 1980a).

Groeber (1942), Suero (1949) y Feruglio (1949) popularizaron la denominación informal que Feruglio (1941) había dado a estas rocas bajo la forma "Esquistos de Esquel". Cazau (1972) propuso el nombre Formación Esquel sin agregar información nueva. Esta denominación complexiva es usada en Sepúlveda y Cucchi (1978) y en López Gamundi (1980a). Cucchi (1980a) propuso restringir el nombre Formación Esquel a los estratos por debajo de la discordancia, y denominó Formación Valle Chico a los estratos que están por encima de la discordancia. Aquí se adopta la nomenclatura de Cucchi (1980a). En este texto los nombres Formación Esquel y Formación Valle Chico son abreviados a FE y FVC.

#### GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La descripción de la geología estructural se limita a los rasgos de interés para construir una columna estratigráfica local.

El cerro Excursión está sostenido por un anticlinal de eje subhorizontal y rumbo norte-sur. La charnela está bien preservada en estratos de arenisca aflorantes en la parte alta del cerro (figura 3). El acortamiento estructural es de un 15 %. En el núcleo el an-

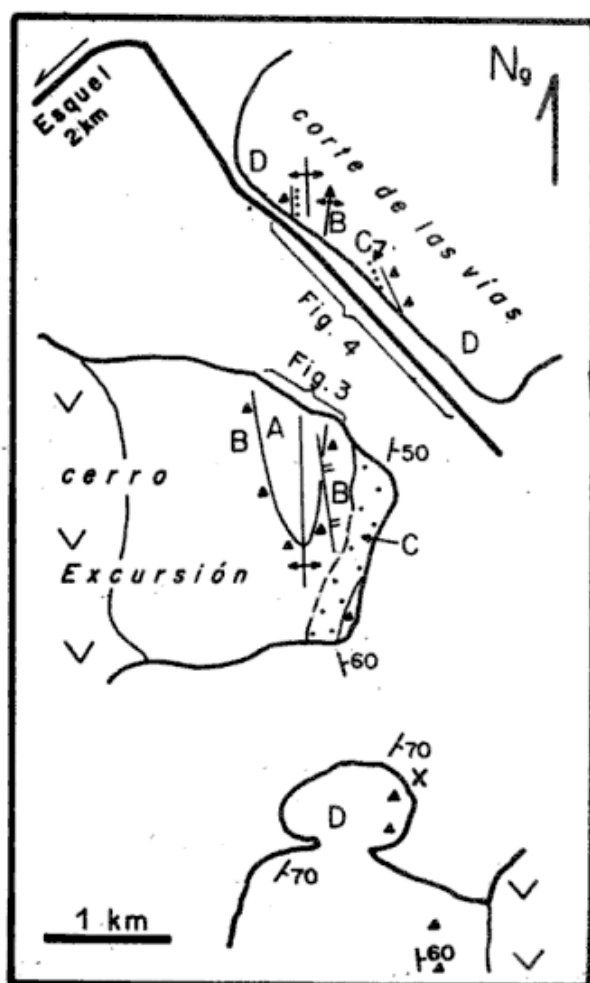


Figura 2: Mapa geológico del área de Esquel. Los contactos con rocas ígneas (designadas con V) fueron tomados de Cucchi (1980 a). Las vías del F. C. Roca están cerca de la ruta, al pie del sector "corte de las vías". Las mayúsculas identifican unidades litológicas descritas en el texto y se mantienen en todas las figuras: A = Formación Esquel; B-D = Formación Valle Chico (nomenclatura formacional de Cucchi, 1980a). La traza anticlinal en el cerro Excursión (basada en foto aérea) indica el contacto entre las formaciones Esquel y Valle Chico. Triángulos = bancos de diamictita. Norte declinado.

tielinal, pelitas y areniscas finamente estratificadas de la FE, están fuertemente replegadas (Cucchi, 1980a). Por encima de la discordancia, en la FVC, sigue un potente intervalo de diamictita y fangolita cizallada, replegada, y con fallas de corto rechazo. En el limbo oriental del anticlinal las fangolitas

pasan gradualmente a un paquete de areniscas fuertemente plegadas (C en figura 2). Este limbo está afectado por una falla normal (figura 2), o faja de cizallamiento, alojada principalmente en las fangolitas de la FVC. En los afloramientos al sur-sureste del cerro Excursión la inclinación dominante de los bancos es hacia el sudeste (figura 2) y complementan el limbo oriental del anticlinal. Ambas áreas de afloramientos están separadas por el valle del río Chico y no puede descartarse un movimiento relativo por falla. Se vuelve sobre esto al discutir la correlación estratigráfica.

En el corte de las vías sólo aflora la FVC (figura 2; Cucchi, 1980a). La estructura general es un anticlinorio con leve vergencia hacia el noroeste; los dos afloramientos de diamictita representados en la figura 4 corresponden a un mismo banco (López Gamundi, 1980a). Algunas fallas de corto rechazo afectan los estratos (López Gamundi, 1980a, su figura 4). Cuarcitas en bancos potentes forman pliegues grandes; la escasa pelita intercalada puede estar replegada y desarrollar un clivaje de fractura oblicuo a la estratificación. Hacia el extremo noroeste del corte, un filón de andesita verde clara de 1,5 m de espesor intruye las pelitas (figura 4). La deformación diferencial de las pelitas adyacentes al filón (figura 4b) sugiere que la intrusión ocurrió antes de que la deformación concluyera. Esta andesita habría sido mapeada como cuarcita por López Gamundi (1980a, su figura 4); no hemos reconocido bancos potentes de cuarcita en el núcleo del anticlinorio.

## DISCUSION

Cucchi (1980e) mapeó un contacto por falla normal entre la FE y la FVC en el flanco oriental del cerro Excursión, y postuló una repetición estructural de la FE en el bloque caído, al este de la falla. La falla en la figura 4 coincide en posición con la mapeada por Cucchi pero interseca al contacto FE/FVC, el cual es estratigráfico. La sucesión estratigráfica al este de la falla es continua y transicional, sin evidencias de



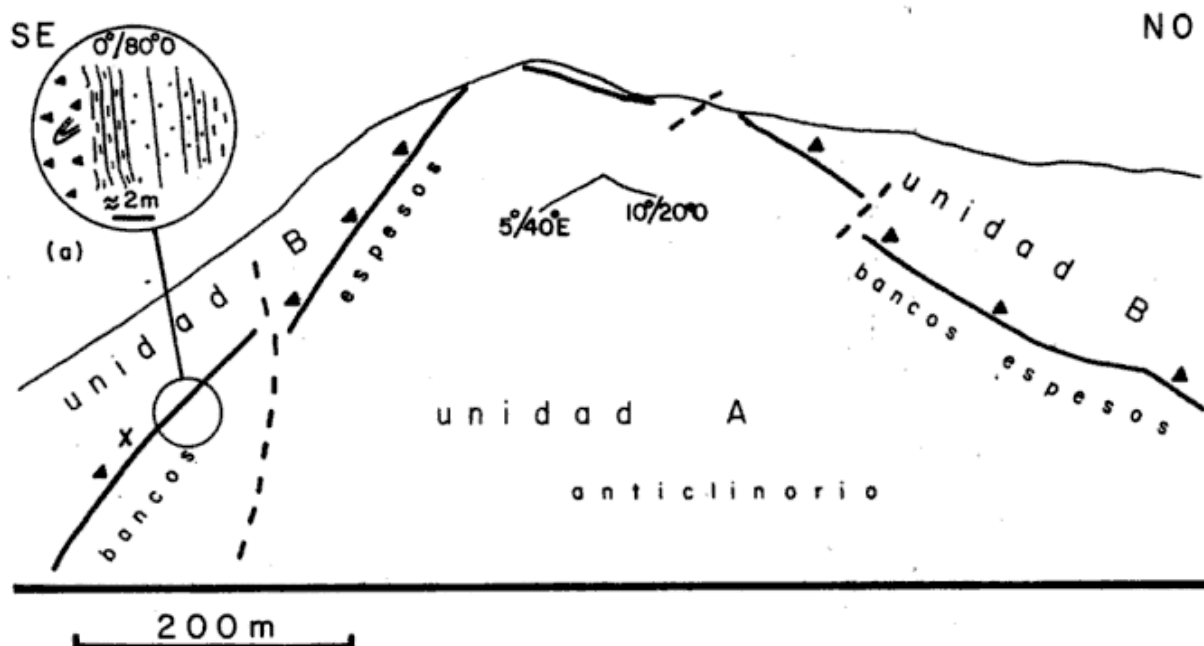


Figura 3: perfil del cerro Excursión basado en fotografía tomada en dirección a sur, aproximadamente paralela al eje anticlinal. En realidad la inclinación del limbo sureste es subvertical. El núcleo es un anticlinorio en pelitas y areniscas delgadas. Sólo algunas fallas han sido representadas. a) detalle del contacto erosivo entre ambas formaciones; los estratos están levemente invertidos en este sitio.

una repetición estructural hasta, por lo menos, el valle del río Chico.

López Gamundi (1979) postuló que los afloramientos en el cerro Excursión y en el área al sur-sureste forman el limbo occidental de un gran anticlinal. Esta reconstrucción no es aceptable ya que en el cerro Excursión está claramente expuesto el cierre del anticlinal hacia el este.

### LITOESTRATIGRAFIA

Se describe la litología de la FE y la FVC y se construye una columna estratigráfica unificada, integrando los perfiles en el corte de las vías y en el cerro Excursión. Para la descripción se han distinguido varias unidades litoestratigráficas designadas con las letras A y D. La unidad A es idéntica con la FE; las unidades B (más antiguas), C y D (más jóvenes) comprenden la FVC.

#### Formación Esquel

Los estratos de la FE (unidad A en figura 2) conforman una secuencia estrato-y grano-creciente. La mitad inferior consiste

en pelita negra (un 50 % del espesor) alternando con delgados (menos de 10 cm) estratos de arenisca fina. Estos bancos suelen tener bases netas y planas, y techos transicionales a la pelita mas, alrededor de un tercio de los bancos examinados muestran techos abruptos, y unos pocos muestran sus bases interlaminaadas con la pelita infrayacente. Ocasionalmente se observa laminación horizontal, laminación ondulática simétrica o asimétrica, y laminación convoluta. En la pelita se intercalan, además, delgados (1 a 3 cm) bancos de caliza parcialmente silicificada, cubiertos por una pátina de meteorización blanca.

En la mitad superior de la FE se agregan bancos medianos (30 a 60 cm), macizos, de arenisca fina y mediana, y en los 10 m superiores hay bancos macizos de arenisca mediana y gruesa de hasta 4 m de potencia. Las bases son netas y planas, en partes con calcos de carga.

Para los bancos delgados, las bases netas y la gradación normal sugieren depositación por corrientes efímeras de competencia gradualmente decreciente. Por otra parte, los techos abruptos, las ondulitas simétri-

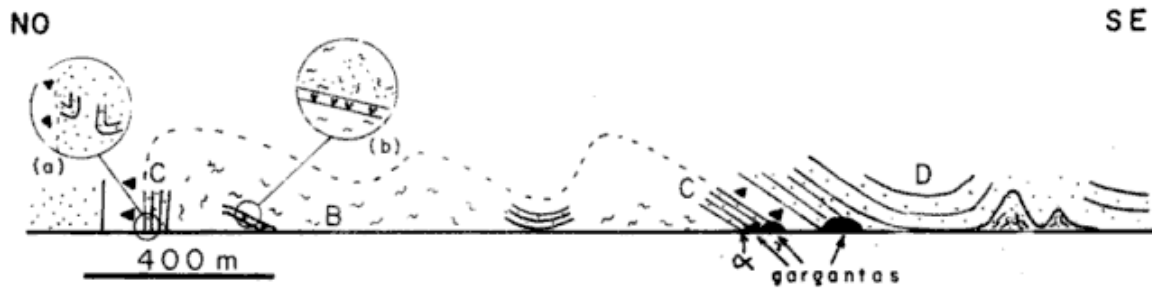


Figura 4: Perfil del corte de las vías. Las correlaciones entre bancos de arenisca en el sureste son hipotéticas, para ilustrar la estructura. Letra alfa = intrusión de andesita. a) contacto diamictita/areniscas de la unidad C; nótese fuerte deformación. b) fangolita replegada de un filón de andesita.

cas, y las bases interlaminaadas indican re-trabajo por oleaje. Un ambiente de sedimentación adecuada es una plataforma nerítica cubierta esporádicamente por material terrígeno acarreado por corrientes de fondo generadas durante tormentas. La génesis de los bancos potentes de arenisca, sin estructuras diagnósticas, está en duda. Quizás se trate de una acumulación relíctica producto de la elutriación de la fracción fina por corrientes de fondo y oleaje. Más adelante se vuelve sobre este punto.

### Formación Valle Chico

**Unidad B.** La diamictita en la base de la FVC mide unos 40 m de espesor. Los 5 m basales contienen algunos rodados de granito de hasta 30 cm de diámetro y abundantes fragmentos de arenisca de hasta 8 m de largo, provenientes de la FE. Los contornos redondeados y difusos de estos fragmentos sugieren que fueron incorporados aún sin litificar. Por encima predomina una fangolita negra, en partes laminada, con granos de arena y escasos rodados dispersos. La base de la diamictita es una superficie erosiva con un relieve que se estima inferior a los 20 m usando como referencia el paquete de "bancos espesos" de arenisca (figura 3).

Los clastos dispersos en la fangolita son interpretados como cadilitos ("dropstones"). Esto más la base erosiva de la diamictita, y la superficie estriada, sugiere la acción de un glaciar que erosionó los depósitos de plataforma incorporando parte de

ellos en un till representado por la diamictita basal. Las fangolitas con cadilitos y laminación horizontal se habrían depositado durante la fase de retracción del hielo.

Por encima de la diamictita sigue pelita negra laminada alternando con delgados bancos de limolita y de caliza parcialmente silicificada. El espesor es del orden de 30 a 60 m, variable por efecto de la deformación y debido a que la desaparición de la textura diamictica es gradual. En el corte de las vías, una litología similar ocupa el núcleo del anticlinorio (figura 4).

Este intervalo pelítico se interpreta como un depósito de plataforma acumulado principalmente por debajo del nivel de base de olas.

**Unidad C.** Hacia arriba estratigráficamente, en el cerro Excursión, las pelitas son gradualmente reemplazadas por areniscas hasta rematar en un paquete de areniscas gruesas, grises claras, en bancos amalgamados (C en figura 2). Las areniscas muestran una laminación horizontal y ondulada pobremente definida, así como escasa laminación ondulítica y algunos conjuntos de laminación inclinada a bajo ángulo. Entre los bancos gruesos se intercalan banquitos lenticulares de arenisca fina. En el corte de las vías, areniscas similares afloran cerca de la intrusión de andesita (en figura 4).

En conjunto las estructuras sedimentarias indican la acción de oleaje en la deposición de estas areniscas. La laminación a bajo ángulo puede corresponder a depósi-

tos de playa. Los cuerpos arenosos posiblemente representen barras sublitorales a litorales.

**Unidad D.** En el cerro Excursión, la continuación del perfil requiere desplazarse 1 km hacia el sur, hasta un afloramiento de arenisca cubierta por una diamictita de más de 40 m de espesor, maciza, con matriz limo-arenosa (ángulo sureste del cerro Excursión, figura 2). En el corte de las vías, el intervalo correlativo es una diamictita con granos de arena y escasos rodados dispersos en una matriz de fangolita maciza negra. Su espesor es de 30 m en el este y 50 m en el oeste, donde se apoya sobre areniscas replegadas por oleaje contienen rodados dispersos.

Esta diamictita es interpretada como tillita. La deformación de las areniscas subyacentes podría haber sido causada por el glaciar, al menos en parte. El intervalo de pelita con cadilitos y arenisca se habría acumulado durante la fase de retracción del hielo.

En el corte de las vías la unidad D se completa con cuarcitas grises claras, finas a gruesas, en bancos de hasta 6 m de espesor, con escasa pelita intercalada. Los bancos muestran escasa laminación truncada de ola y una difusa laminación horizontal. Estas rocas pueden representar barras sublitorales a litorales.

En el área al sur-sureste del cerro Excursión, cuarcita y pelita son las litologías dominantes, y hay por lo menos dos afloramientos de diamictita (figura 2). En uno (X en la figura 2), un intervalo de diamictita laminada contiene un cadilito de granito de 1,2 m de largo.

La diamictita en X (figura 2) probablemente está estratigráficamente por encima de la que aflora en el ángulo sureste del cerro Excursión. Esto es así porque la orientación de los estratos en ambos sitios difiere marcadamente. La diamictita que aflora 1 km al sur de X probablemente ocupa un tercer nivel dentro de la unidad D. Las

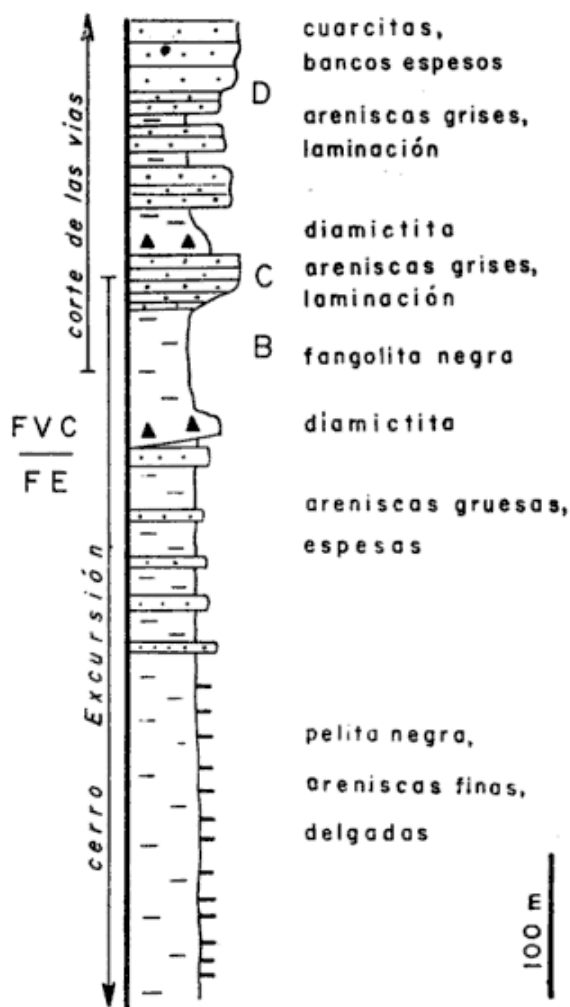


Figura 5: Columna litoestratigráfica unificada para el cerro Excursión y el corte de las vías. A la izquierda se indica la porción de columna aflorante en cada sector. Espesores estimados en el campo y sobre perfiles reconstruidos. El texto completa la descripción litológica.

facies sedimentarias de la unidad D indican depositación en un ambiente marino somero bajo influencia glaciaria. Según nuestra interpretación, la unidad D comprende tres niveles de diamictita, pero admitimos que la evidencia presentada para separarlos no es concluyente.

#### LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA

Las correlaciones propuestas permiten construir una columna estratigráfica unificada para el cerro Excursión y el corte de las vías. No se incluyen los afloramientos al

sur-sureste debido a las incertidumbres antes mencionadas. La columna (figura 5) está basada en la correlación de: 1) las pelitas en la parte superior de la unidad B; 2) las areniscas de la unidad C; 3) la diamictita en la base de la unidad D.

López Gamundi (1980a; cuadro 1) propuso, para estos mismos afloramientos, una correlación que difiere de la dada en la figura 5. El origen de la diferencia está en que él correlacionó la diamictita basal en el cerro Excursión (en la base de la unidad B) con la diamictita en el corte de las vías (en la base de la unidad D). Esta correlación implicaría la equivalencia de las pelitas en el núcleo del anticlinorio en el corte de las vías con la unidad A en el cerro Excursión, y la desaparición de los "bancos espesos" de arenisca hacia el norte. Y asimismo la equivalencia de las cuarcitas de la unidad D en el corte de las vías con las pelitas de la unidad B en el cerro Excursión. Tal esquema de correlación requiere abruptos cambios de facies y de espesores. Nuestra propuesta establece la equivalencia de litologías similares.

#### EL CONTACTO FE/FVC

Cucchi (1980a y b) postuló que el contacto FE/FVC es una discordancia tectónica y que la FE había sido deformada tectónicamente en tiempos pre-FVC. López Gamundi (1980b) negó la existencia de una discordancia basándose en que la diamictita en el corte de las vías tiene base concordante. Esta objeción desaparece si estas dos diamictitas no son equivalentes, como se concluyó arriba. Nuestra interpretación es que el contacto FE/FVC es una superficie de erosión glaciaria labrada en un sustrato que no había sido previamente deformado por tectónica. Esta interpretación se apoya en varios argumentos:

a) En la FVC persisten los bancos de caliza parcialmente silicificada presentes en la FE. Esto implica que cuando la influencia glaciaria disminuye se retorna, en la FVC, a un ambiente sedimentario similar al que dominó durante la depositación de la FE.

b) No hay evidencias de un cambio en el área de aporte. Las areniscas de la FE contienen plagioclasa sódica y feldespato potásico que probablemente provinieron de rocas ígneas ácidas similares a las que proveyeron rodados a la FVC (López Gamundi, 1980a).

c) No existen evidencias de una fase adicional de deformación para la FE. La intensidad de la deformación varía según la litología y la estratificación pero, donde estos parámetros son similares, la intensidad de la deformación es similar en ambas formaciones. Por ejemplo, en el cerro Excursión los repliegues típicos de la parte inferior de la FE desaparecen en el intervalo de "bancos espesos". Los promedios de rumbos de estratificación dan  $2^{\circ}$  ( $n = 5$ ) para la FE y  $0^{\circ}$  ( $n = 21$ ) para la FVC. Con datos de Cucchi (1980a, su figura 1 y mapa) los valores medios dan  $9^{\circ}$  y  $3^{\circ}$ , respectivamente. La dispersión de valores es grande de modo que estas pequeñas diferencias no son significativas. Estos datos no apoyan una deformación de la FE en tiempos pre-FVC (véase también López Gamundi, 1980b).

Cucchi y Askenasy (1982) detectaron que la cristalinidad de la illita es mayor en la FE que en la FVC, y atribuyeron esto a una significativa diferencia en la historia térmica, sugiriendo un hiato importante entre ambas formaciones. La evidencia presentada por estos autores, sin embargo, no permite descartar que la diferencia en cristalinidad se deba únicamente a un aumento en la profundidad de soterramiento. Esto es así porque no se especificó la posición estratigráfica de las muestras (tres por formación), porque se muestrearon litologías diferentes en cada formación y porque no se discutió el posible efecto que la instauración de un régimen glaciario pudo haber tenido sobre la mineralogía de las arcillas que decantaban sobre el fondo.

En conclusión, la discontinuidad estratigráfica que separa la FE de la FVC es atribuida a erosión glaciaria en una plataforma que permaneció sumergida. El hiato producido por la erosión sólo puede estimarse groseramente. Si el espesor de FE erosiona-

do fue del orden de 20 m y suponiendo ritmos de sedimentación normales para una plataforma terrígena (aproximadamente 2 cm/1000 años), el hiato sería de aproximadamente  $10^6$  años.

### CORRELACION CON EL GRUPO TEPUEL

Se discute ahora la correlación entre los estratos de Esquel y el Grupo Tepuel en su área tipo. En primer lugar se resumen los esquemas de correlación que han sido propuestos, y luego se analizan éstos sobre la base de la información litoestratigráfica.

En la literatura reciente (véase reseña histórica en González Bonorino, 1986) la comparación entre estas dos secuencias ha dado lugar a cuatro esquemas de correlación (cuadro I). Cucchi (1980a) consideró al Grupo Tepuel enteramente más joven que la FE, y parcialmente correlacionable con la FVC. López Gamundi (1980a y b) concluyó que la secuencia FE/FVC es carbónica y correlacionable con la parte alta del Grupo Tepuel. Una correlación similar, sobre la base de la semejanza de litofacies, fue propuesta por G. González Bonorino (en González Bonorino, 1974). En un trabajo de síntesis, Azcuy (1983) incluyó la secuencia FE/FVC en el Carbónico medio a tardío, o sea enteramente correlacionable con el Grupo Tepuel. Finalmente, González (1985) dividió la sucesión de Esquel en una sección inferior, que atribuyó al Carbónico temprano, y otra superior que incluyó en el Carbónico medio bajo, separadas ambas por un fuerte hiato cuyo origen no discute; la sucesión de Esquel sería enteramente correlacionable con el Grupo Tepuel.

A fin de comparar las columnas estratigráficas se describe brevemente el Grupo Tepuel en su área tipo, la serranía de Tekka-Tepuel. Allí el Grupo Tepuel incluye: a) 1 a 1,5 km basales de areniscas sublitorales más algunos potentes intervalos pelíticos y por lo menos un banco de diamictita; y concordantemente por encima b) 1,2 km de pelitas y areniscas sub- a circa-litorales, y varios intervalos con tillita, uno de ellos en la

base (González Bonorino *et al.*, 1988). La sección inferior es la Formación Jaramillo, con flora del Carbónico temprano cerca de la base; la superior es parte de la Formación Pampa de Tepuel y corresponde, aproximadamente, al Carbónico medio (nomenclatura de Page *et al.*, 1984; edades de Archangelsky y Azcuy, 1983). Los depósitos glaciares están concentrados en la Formación Pampa de Tepuel pero las areniscas superiores en Jaramillo ya contienen cadilitos.

La correlación más sencilla entre esta columna y la de Esquel es equiparar las tillitas basales de la Formación Pampa de Tepuel y de la FVC. Por encima de esta base quedan enfrentadas dos secuencias de aproximadamente 1 km de espesor con una fuerte impronta glaciaria, y por debajo dos secuencias (F. Jaramillo y FE) con una impronta glaciaria muy débil o nula. Tal correlación no implica que las tillitas basales correspondan a un mismo cuerpo sedimentario, ni que sean coetáneas. Puede especularse, por ejemplo, que los "bancos espesos" de arenisca en el tope de la FE se deben a un mayor ritmo de aporte de arena y que esto está relacionado con el avance de glaciares desde el este. Así, la tillita de la FE podría ser más joven que la de la Formación Pampa de Tepuel, y la base de la sección glaciaria sería, regionalmente, diacrónica.

Este es el esquema de correlación litoestratigráfica que se propone aquí. La FE es equiparada con la Formación Jaramillo, y la FVC con la sección glaciaria de la Formación Pampa de Tepuel. No puede darse una correlación cronoestratigráfica sin más información paleontológica. Es posible que el esquema propuesto por González (1985; cuadro I) sea correcto en general. En nuestra opinión, sin embargo, el hiato es mucho más corto. La información disponible no permite descartar que la FE sea mucho más joven que lo indicado por González (1985); quizás hasta alcance el Carbónico medio.

El esquema de correlación propuesto aquí permite una reconstrucción geográfica más amplia de la cuenca carbónica. En primer lugar, los ambientes de plataforma típicos del Grupo Tepuel (González Bonorino

*et al.*) persisten en la sucesión FE/FVC. Esto indica que en el Carbónico el continente de Gondwana estaba marginado por una plataforma de por lo menos 100 km de ancho (medida como la distancia perpendicular al rumbo estructural entre el cerro Catreleo y Esquel; figura 1). Comparando las litofacies en la Formación Jaramillo y en la FE, la mayor proporción de pelita, la estratificación más fina, y la acción de oleaje más débil en la FE queda reflejada una profundización de la plataforma hacia el noroeste. La Formación Jaramillo y la FE forman parte de una misma cuña clástica de plataforma. Los depósitos glaciarios en la Formación Pampa de Tepuel y en la FVC indican que esta plataforma fue reiteradamente invadida por glaciares. Teniendo en cuenta las equivalencias litoestratigráficas apuntadas arriba es conveniente extender la denominación Grupo Tepuel para incorporar la sucesión FE/FVC. Al igual que en la serranía de Tecka-Tepuel, la base del Grupo Tepuel tampoco está expuesta en las cercanías de Esquel.

Se discuten ahora brevemente los afloramientos de arroyo Pescado pues se ha postulado que allí aflora la base del Grupo Tepuel.

#### **AFLORAMIENTOS SOBRE EL ARROYO PESCADO**

Afloramientos saltuarios sobre la margen norte del arroyo Pescado (4 en figura 1) muestran dos conjuntos litológicos arealmente separados. Uno, situado hacia el sur, comprende conglomerados, diamictitas y areniscas en bancos potentes, con características glaciogénicas; la mayor parte del sector está cubierto por aluvio que posiblemente oculta las facies finas. Los estratos inclinan moderadamente hacia el sur. El otro conjunto, situado hacia el norte, consiste en pelita gris oscura alternando con areniscas finas en bancos delgados. Este estilo sedimentario es semejante al de la sección inferior de la FE en el cerro Excursión. Los estratos están fuertemente replegados y muestran un leve metamorfismo dinámico, con

pequeñas venillas de cuarzo rellenando fracturas. Varios cuerpos intrusivos afectan la secuencia. Spikermann (1977) da más detalles sobre la litología de estos afloramientos.

Suero (1948; 1953) y Roller (1969) correlacionaron las pséfitas glaciogénicas con el Grupo Tepuel y postularon una edad pre-Carbónica para los estratos replegados. En particular, Roller (1969) postuló una discordancia angular tectónica entre ambos conjuntos. Para evaluar estas conclusiones estratigráficas debe tenerse en cuenta: a) que un 60 a 70 % del área está cubierta por aluvio; b) que el contacto entre ambos conjuntos litológicos está cubierto; c) que en foto aérea se ven lineamientos que indican varias posibles fallas en este sector (R. Page, com. pers., 1987); y d) que el contraste de la deformación es entre litologías de competencia estructural muy diferente. Bajo estas condiciones no es posible decidir si el contacto es estratigráfico o tectónico y, por lo tanto, para la reconstrucción regional debe primar la información recogida en la zona de Esquel, donde los afloramientos son buenos.

#### **CONCLUSIONES**

Nuestras conclusiones principales son:

Es conveniente retener la nomenclatura estratigráfica propuesta por Cucchi (1980a) y distinguir la Formación Esquel (en sentido restringido) de la Formación Valle Chico.

La Formación Esquel comprende depósitos de plataforma relativamente profunda. La Formación Valle Chico comprende depósitos de plataforma, y depósitos glaciarios que en parte son tillitas. En la Formación Valle Chico, los niveles glaciarios son seguramente dos y probablemente no menos de tres.

El contacto entre las formaciones Esquel y Valle Chico es una discontinuidad estra-

tigráfica mapeable sobre una distancia de aproximadamente 1 km, por lo menos. Esta discontinuidad es producto de la erosión glaciaria y está cubierta por una tillita.

Litoestratigráficamente la Formación Esquel es equiparable con la Formación Jaramillo, y la Formación Valle Chico con el tercio inferior de la Formación Pampa de Tepuel. Esto justifica incorporar las formaciones Esquel y Valle Chico en el Grupo Tepuel.

La Formación Valle Chico es atribuible principalmente al Carbónico medio, por flora local (Archangelsky en López Gamundi, 1980a) y por correlación con la Formación Pampa de Tepuel. La Formación Esquel es atribuible al lapso Carbónico inferior a medio, por correlación con la Formación Jaramillo.

La base del Grupo Tepuel no aflora en las cercanías de Esquel y posiblemente tampoco aflora en la región de arroyo Pescado. Generalizando, la base del Paleozoico superior no aflora al oeste del cerro Catreleo.

Si se compara la estratigrafía del margen de Gondwana en el Chubut extra-andino y en la Precordillera de Cuyo, surgen algunos contrastes interesantes. En el Chubut la sedimentación preglacial es potente y tiene un desarrollo geográfico extenso, todo el Carbónico es marino, y el único sustrato expuesto es granítico. En la Precordillera el Carbónico preglacial está restringido a la Precordillera occidental, donde puede ser tan potente como en el Chubut, hay abundante Carbónico continental en la Precordillera oriental, el sustrato allí está extensamente expuesto y es principalmente sedimentario o metasedentario. A pesar de estos contrastes la morfología general del margen carbónico fue similar en ambas áreas (González Bonorino, 1988).

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado con un subsidio del CONICET. Agradecemos los comentarios críticos de los doctores R. Cucchi y O. López Gamundi, pues sirvieron para mejorar este manuscrito.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDERSON, J. B., D. KURTZ, F. WEAVER y M. WEAVER, 1982. Sedimentation on the West Antarctic continental margin. En: Antarctic Geoscience. Craddock, C. (ed.): 1004-1012.
- ARCHANGELSKY, S. y C. L. AZCUY, 1983. Carboniferous palaeobotany and palynology in Argentina. Xº Congr. Int. Strat. Geol. du Carbonifere: 267-280, Madrid.
- AZCUY, C. L., 1983. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. Xº Congr. Int. Strat. Géol. du Carbonifere: 281-295, Madrid.
- CAZAU, L., 1972. Cuenca del Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: A. F. Leanza (ed.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 727-740, Córdoba.
- CUCCHI, R. J., 1980a. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV: 167-173, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980b. La Formación Esquel y la Formación Valle Chico. Réplica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV: 588-590, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y T. ASKENASY, 1982. Discontinuidad metamórfica entre las formaciones Esquel y Valle Chico. Análisis de cristalinidad de la illita. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVII: 362-365, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica San Carlos de Bariloche. *Bol. Inf. Petrol.*, XVIII, 200: 27-63, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1949. Descripción geológica de la Patagonia. I. Y.P.F., Dir. Gral., Buenos Aires.
- GONZALEZ, C. R., 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina. *Ameghiniana*, 21: 125-142, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1974. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV: 184-202, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1986. Geología de la Patagonia. Estudio regional de la Cordillera Andina, vertiente atlántica y pacífica, entre los paralelos 40º y 52º de latitud sur. *Capricornio*, 1: 1-38, Salta.

- GONZALEZ BONORINO, G., 1988. Sedimentología de la glaciación de Gondwana en el oeste de Argentina. IIº Reun. Arg. Sediment., 265-269, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, G. RAFINE, V. VEGA y D. GUERIN, 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLIII (2): 239-252, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41º a 44º y entre los meridianos 69º a 71º. Iº Congr. Panamer. Ing. Minas y Geol., An., Geol. I (2): 368-379, Santiago de Chile.
- LOPEZ GAMUNDI, O. R., 1979. Los llamados "Esquistos de Esquel" al este de la ciudad homónima, provincia del Chubut. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. Final Lic.
- \_\_\_\_\_, 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV: 187-194, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1980b. La interpretación estratigráfica de la Formación Esquel. Comentario. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV: 586-587, Buenos Aires.
- PAGE, R. F. N., C. O. LIMARINO, O. LOPEZ GAMUNDI y S. PAGE, 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región del Molle, provincia del Chubut. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 619-632, Buenos Aires.
- ROBBIANO, J., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI: 41-56, Buenos Aires.
- ROLLERI, E. O., 1969. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este del Esquel. IVº Jorn. Geol. Arg., II: 273-277.
- SEPULVEDA, E., 1977. Acerca de la presencia de restos similares a Cyclostigma?. Ameghiniana, XIV: 305-306, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y R. J. CUCCHI, 1978. Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en los cerros Excursión, provincia del Chubut. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 437-444.
- SPIKERMAN, J. P., 1977. Geología de los alrededores de la estancia Arroyo Pescado, Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI: 265-276, Buenos Aires.
- SUERO, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut. Bol. Inf. Petrol., 287, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., VIII: 37-53, Buenos Aires.

Recibido: 27 de abril, 1988  
Aceptado: 28 de octubre, 1988

**FELIX GONZALEZ BONORINO**

Arenales 3664  
1425 Capital Federal

**GUSTAVO GONZALEZ BONORINO**

Secretaría de Minería  
Av. Santa Fe 1548, 13º P  
1060 Capital Federal



# EVOLUCION AMBIENTAL DE LAGUNA DE SOTELO (PROVINCIA DE BUENOS AIRES) Y REGIONES ADYACENTES DURANTE EL PLEISTOCENO TARDIO Y HOLOCENO

Nilda E. Weiler y Miguel A. González

## RESUMEN

Se presentan aspectos geomorfológicos, estratigráficos y geocronológicos de Laguna de Sotelo y regiones vecinas. Se destacan las geoformas vinculadas a episodios de nivel marino relativamente elevado; dos de ellos ocurridos durante el Pleistoceno tardío (Interglacial Sangamon e Interstadial del Wisconsin medio) y uno ocurrido durante el Holoceno (Postglacial). Se destaca la presencia de cubetas de deflación y de dunas de arcilla asociadas a aquéllas. Estos últimos rasgos morfológicos señalan la ocurrencia de un episodio regional de pronunciada estacionalidad climática, con una estación seca bien definida. El mismo habría ocurrido en alrededor de 18.000 a 20.000 AP (años antes del presente), durante el máximo desarrollo del enfriamiento global denominado glaciación Wisconsin (América del Norte) o Würm (Europa Occidental).

## ABSTRACT

Some geomorphic, stratigraphic and geochronologic data, as regional basis for archaeological works developed in the region of Laguna de Sotelo by researchers of the CONICET and Buenos Aires University are presented.

The main geoforms and deposits were defined. Some of them are entailed with episodes of high sea levels; two occurred during the late Pleistocene (Sangamon Interglacial and Mid Wisconsin Interstadial); the other one occurred during the middle Holocene (Postglacial). The other important geoforms and deposits are eolian basins and its associated clay dunes.

The built of these clay dunes indicates an episode of sharp regional climatic seasonality. This episode would occurred during the maximum development of the Wisconsin (North America) or Würm (Occidental Europe) glaciation, around 18.000/20.000 years before present.

## INTRODUCCION

El presente trabajo se realizó como base geomorfológica y estratigráfica para los estudios arqueológicos desarrollados por investigadores del CONICET y de la Facultad de Filosofía y Letras (Universidad de Buenos Aires), en la localidad denominada Laguna de Sotelo y regiones adyacentes (partido de Coronel Vidal, provincia de Buenos Aires; figura 1).

Las evidencias paleoestáticas del Pleistoceno tardío aquí presentadas, no han sido mencionadas en la literatura previa referen-

te al área. Esas evidencias son de suma importancia para el logro de los objetivos planteados en el Bloque de Acción I (Paleoestatismo) y en el Bloque de Acción II (Paleoclima de Ambientes Continentales) del Proyecto de Investigación y Desarrollo N° 03919608/85 del CONICET, a desarrollar entre 33° y 41° sur.

La presencia de dunas de arcilla en el lugar y la posibilidad de vincularlas cronológicamente con los episodios paleoestáticos del Pleistoceno tardío y Holoceno, abre interesantes perspectivas para los estudios paleoclimáticos locales y regionales.

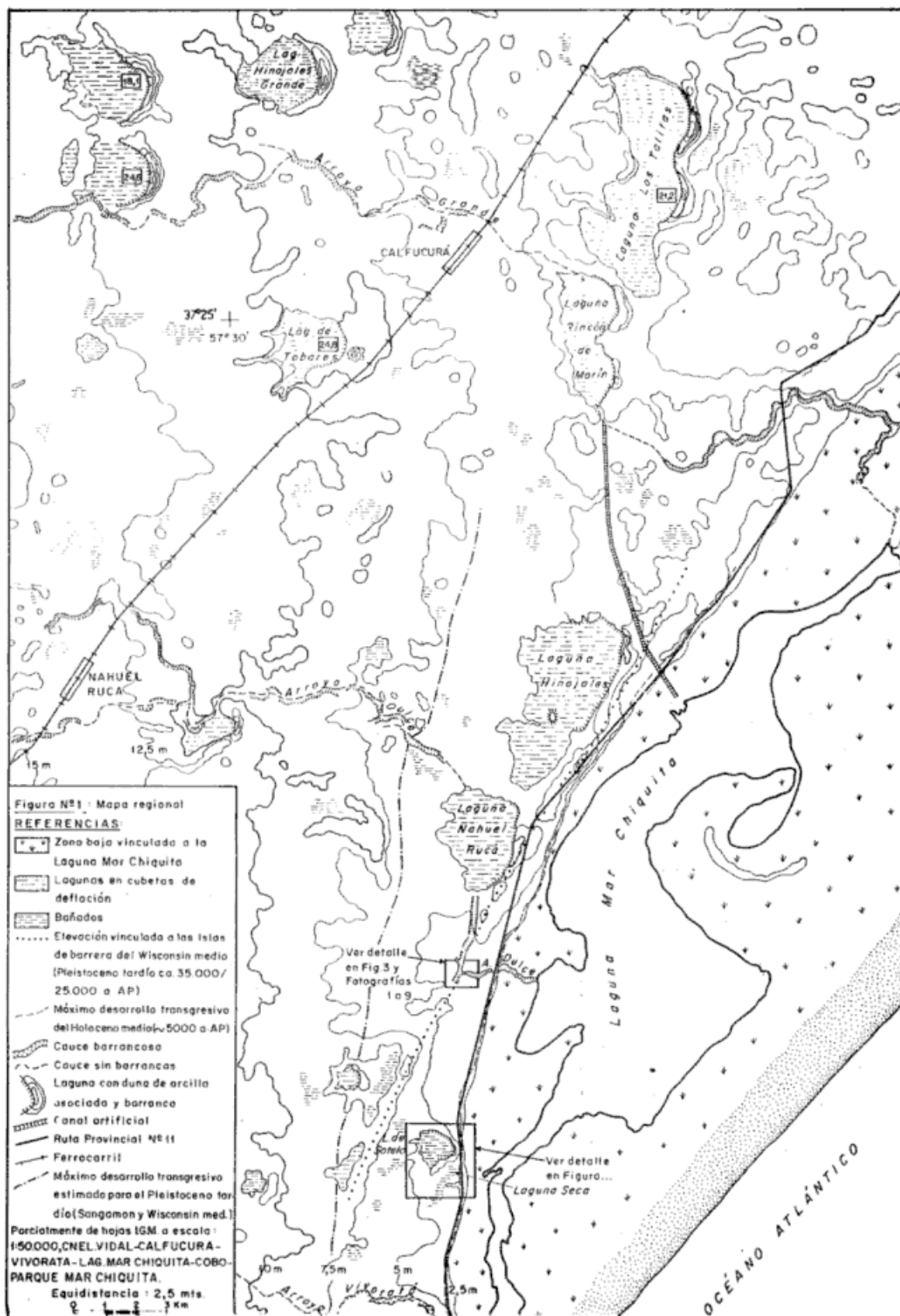


Figura 1: Mapa regional

El reconocimiento geomorfológico preliminar, se realizó mediante fotos aéreas obtenidas por el INTA y los mapas topográficos a escala 1:50.000 (Hoja N° 3757-27-3, "Laguna Mar Chiquita" y Hoja N°3757-31-1/3, "Parque Mar Chiquita"), confeccionados por el Instituto Geográfico Militar. En distintas campañas se reconocieron perfiles y se tomaron muestras para realizar dataciones mediante <sup>14</sup>C.

## GEOMORFOLOGIA

El área analizada se encuentra inmediatamente al norte de la región morfoestructural denominada Tandilia (Nágera, 1940; Holmberg, 1972), o Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Harrington, 1956; Teruggi y Kilmurray, (1980). En la misma se reconocieron los siguientes rasgos geomorfológicos que se describen a continuación y se presentan en la figura 1.

### Laguna Mar Chiquita

Esta laguna es una albúfera actualmente funcional, cuyo origen, de acuerdo a Schnack y Gardenal (1979), Schnack *et al.* (1980; 1982) y Fasano *et al.* (1982), estaría vinculado al desarrollo de barreras litorales durante el hemicycle regresivo de la Transgresión del Holoceno (Postglacial).

### Paleoacantilado del Holoceno medio

Hacia el noreste de la albúfera, entre cotas 2 a 2,5 m, en algunos sectores aparece un paleoacantilado de 2 a 3 m de altura. El mismo fue elaborado sobre sedimentos continentales del Pleistoceno, durante el máximo desarrollo transgresivo del Holoceno medio (Schnack *et al.*, 1982; Fasano *et al.*, 1982, 1983). En áreas próximas a Laguna de Sotelo, entre dicho acantilado y la albúfera actual aparecen algunas crestas de playa de escaso relieve, con abundantes valvas de moluscos oligohalinos, cuyas especies fueron mencionadas por Schnack *et al.* (1982), y Fasano *et al.* (1982). Estas crestas representan distintos episodios de alta energía

ocurridos con posterioridad al máximo transgresivo del Holoceno.

### Islas de barrera y albúferas del Pleistoceno tardío

Entre las geofomas más antiguas que el paleoacantilado del Holoceno medio se diferencia la siguiente asociación morfológica:

a) Hacia el oeste del paleoacantilado, las curvas de nivel de 5 y 7,5 m circunscriben una serie de elevaciones elongadas en sentido noreste-sudoeste (figura 2).

En algunos casos estas elevaciones culminan en cotas superiores a los 10 metros. Las mismas corresponden a islas de barrera formadas durante un episodio de nivel marino relativamente elevado, ocurrido durante el Pleistoceno tardío. Las depresiones ubicadas por detrás de esas elevaciones y paralelas a las mismas, actualmente ocupadas por las lagunas Nahuel Rucá e Hinojales, corresponden a albúferas genéticamente vinculadas a esas islas de barrera.

b) Depresiones transversales a las elevaciones elongadas previamente descriptas. Por ellas circulan actualmente el arroyo Sotelo y el cauce que drena la laguna Rincón de Marín (figura 1) y corresponden a estrechos de marea (*tidal inlets*) vinculados al episodio de nivel marino relativamente elevado que formó las islas de barrera.

c) En algunos casos, sobre las elevaciones elongadas presentadas en el punto a), existen elevaciones que superan la cota de 10 metros. Estas corresponden a depósitos eólicos desarrollados sobre las islas de barrera y posteriormente edafizados. Parte de esos depósitos eólicos integran la secuencia sedimentaria típica con la que culmina el desarrollo de islas de barrera (Kraft y Chacko, 1979; Dolan *et al.*, 1979; Hoyt y Henry, 1967; Hoyt, 1967). Otra parte corresponde a dunas de arcilla originadas posteriormente a la formación de las islas de barrera.

### Cubetas de deflación

En el sector estudiado y en toda la región adyacente, otro elemento morfológico im-

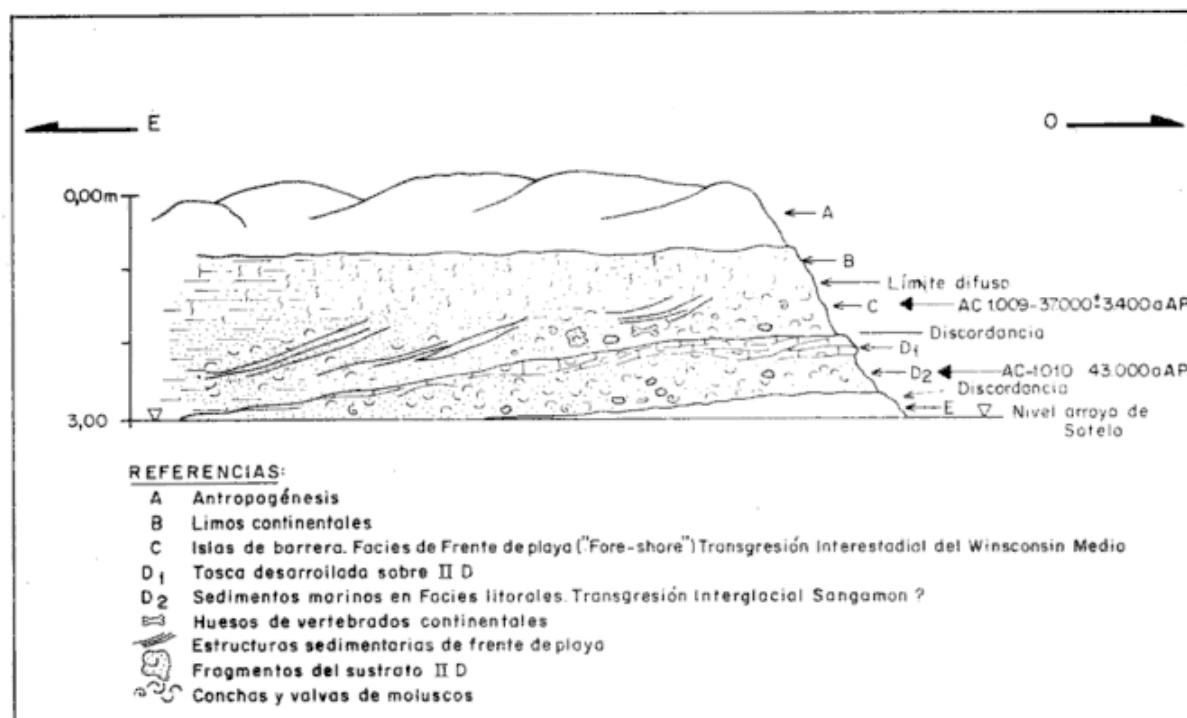


Figura 2: Estratigrafía de los depósitos marinos del Pleistoceno tardío en Arroyo de Sotelo (ver referencias en el texto).

portante es el constituido por numerosas depresiones. Estas han sido originadas por procesos de deflación desarrollados sobre distintos sustratos y ya fueron descritas por Tricart (1973), aunque en el presente trabajo se postula la existencia de un clima distinto al señalado por ese autor para su formación.

De acuerdo a su posición topográfica, las mismas se han dividido en tres grupos. Las cubetas de cada grupo se encuentran sobre un sustrato de distinta antigüedad. El carácter del sustrato y la relación de las cubetas con otras geoformas, consituyen elementos importantes para su caracterización cronológica.

a) Cubetas ubicadas por encima de la curva de nivel de 10 metros.

Estas no fueron estudiadas en detalle en este trabajo, pues la mayoría de ellas se encuentra fuera del sector analizado. De acuerdo a las evidencias observadas, ninguno de los episodios transgresivos reconocidos en el área (Sangamon?, Wisconsin medio y Holoceno) superó la cota de 10 metros. Por ello, todas las cubetas de este grupo se encuentran sobre sedimentos continentales. De acuerdo a Fasano *et al.* (1982)

esos sedimentos son atribuidos al Pleistoceno tardío (Edad Mamífero Lujanense).

b) Cubetas ubicadas entre la curva de nivel de 10 m y las islas de barrera del Pleistoceno tardío

Estas se desarrollaron sobre depósitos de albúferas del Pleistoceno tardío. La presencia de dunas de arcilla en el margen este de cada cubeta, indica procesos de deflación en condiciones climáticas particulares, luego de cesar la funcionalidad de las albúferas. Entre ellas son notables las cubetas correspondientes a las lagunas Hinojales Grande, de Tobares, Rincón de Marín, Nahuel Rucá, Hinojales y los Talitas (figura 2).

c) Cubetas ubicadas entre las islas de barrera del Pleistoceno tardío y el límite de la Transgresión del Holoceno medio

Estas se desarrollaron sobre los depósitos litorales expuestos por la regresión posterior al episodio eustático relativamente elevado que formó las islas de barrera. Las dunas de arcilla presentes en su margen este también indican un origen por deflación en condiciones climáticas particulares.

Este es el caso de Laguna de Sotelo, motivo central del presente estudio y de la aquí llamada laguna Seca, contigua inmediata-

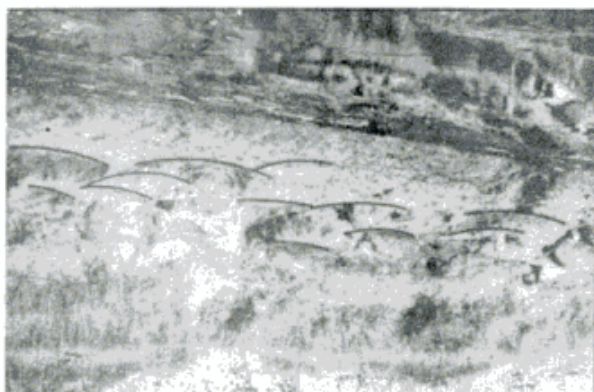


Foto 1: Estructuras en artesa (estrechos de marea del Wisconsin medio).

mente al sur de Laguna de Sotelo. Estas son las únicas cubetas de deflación correspondientes a este grupo, presentes en el área analizada.

### Dunas de arcilla

Las cubetas de deflación presentes en el área, presentan sobre sus márgenes noreste, este y sudeste una elevación cuya forma en planta varía con el carácter inicial de la depresión deflacionada, aunque la forma más común es la aproximadamente semilunar. Esta suele alcanzar varios metros de altura sobre el relieve circundante y corresponde a los "cordones de material eólico" de Tricart (1973). La elevación que circunda por el noreste, este y sudeste a Laguna de Sotelo, de acuerdo a la estructura interna y a la composición de sus sedimentos, puede definirse como una duna de arcilla. Su forma coincide con la de una perfecta *lunette* o "media luna", característica para estos depósitos (Bowler, 1973). Precisamente Schnack *et al.* (1980, figura 1) definieron como una duna de limo (*silt dune*), la elevación correspondiente a la misma Laguna de Sotelo, al igual que a las elevaciones que circundan por el este a las lagunas Nahuel Rucá e Hinojales.

Asimismo, la depresión aquí llamada laguna Seca ha estado bordeada en sus márgenes noreste, este y sudeste por una duna de

arcilla similar a la anterior, aunque actualmente su cuerpo central está ausente. Este habría sido erosionado durante la transgresión del Holoceno medio, quedando como relictos solamente sus extremos o "cuernos" (figura 4).

Es importante destacar que en la mayoría de estas dunas de arcilla, hacia barlovento (hacia la depresión) se ha elaborado un microacantilado. Dicho microacantilado señala un importante cambio climático a posteriori de la formación de las dunas de arcilla. Este microacantilado fue posteriormente degradado por procesos de remoción en masa de pequeña escala y en algunas lagunas, en especial en aquéllas que no han sido colmadas por vegetales acuáticos (*Hidrofitia*) y puede formarse oleaje, actualmente se ha reactivado.

### ESTRATIGRAFIA

Se describen los perfiles más característicos correspondientes a los distintos paleoambientes observados. En particular se presentan perfiles para las islas de barrera, para las dunas de arcilla y para los depósitos de la transgresión del Holoceno medio. Cada perfil se describe e interpreta seguidamente.

#### Estratigrafía de las islas de barrera.

##### Perfil arroyo Dulce

##### Descripción

Este perfil se observó en el lugar donde el arroyo Dulce, proveniente de la laguna Nahuel Rucá, corta transversalmente a las islas de barrera (figura 1). Allí existe una secuencia de depósitos correspondientes a dos episodios de nivel marino relativamente elevado, ocurridos durante el Pleistoceno tardío.

El perfil de la figura 2 muestra la estratigrafía del lugar. De arriba hacia abajo se observa:

A: relleno antropogénico (material proveniente del dragado del arroyo Dulce).

B: 0.5 m de limos eólicos de color castaño, edafizados, con  $\text{CaCO}_3$  relativamente abundante.

C: 0,5 a 1,25 m de limos arenosos a arenas limosas de color castaño a castaño amarillento. Aparecen estructuras correspondientes a la dinámica del estrecho de mareas (tidal inlet) sobre el cual se sobrepuso el arroyo Dulce. Estas son estructuras en artesa, en el sentido de Spalletti (1980), en las que alternan delgados niveles de arena y limo-arcilla (foto 1). En el interior de este nivel, esporádicamente aparecen grandes rodados de cuarcita redondeados, prolados, de hasta 0,12 m de longitud. Asimismo, aparecen valvas de pelecípodos tales como Glycymeris longior (Sowerby) y Amiantis purpurata (Lamarck), restos de grandes gasterópodos (Adelomedon Dall), y fragmentos de coquina similares al conjunto del nivel D, subyacente. También aparecen fragmentos de huesos de grandes vertebrados, posiblemente redepositados a partir de los sedimentos continentales previos, sobre los que se desarrolló el episodio transgresivo al cual corresponde este nivel C. El límite superior de este nivel es difuso, mientras que su base aparece en discordancia manifiesta, a modo de plataforma de abrasión, sobre el techo entoscado del nivel D.

D: este nivel tiene un espesor oscilante entre 0,5 y 0,7 m y está constituido por una coquina con matrix compuesta por arena mediana a gruesa y abundantes fragmentos de valvas trituradas (nivel D). En su interior abundan rodados subredondeados de 2 a 3 cm de diámetro, consituídos por tosca y pórfidos. Esporádicamente aparecen rodados de limo castaño rojizo similares a los limos infrayacentes (nivel E). En el conjunto abundan valvas de moluscos, entre las que predominan Glycymeris longior (Sowerby). También aparecen conchas enteras de Buccinanops D'Orbigny, fragmentos de Adelomedon Dall, Pitar Rower, Amiantis purpurata (Lamarck) y pectínidos.

La porción superior de este nivel está fuertemente cementada por tosca (D1 en figura 3) sobre ella se apoya en discordancia el nivel C. El contacto basal sobre el nivel E también es discordante.

E: limos eólicos castaño rojizos a castaño oscuros, edafizados, con diagenización bastante notable. Estos limos constituyen las secuencias sedimentarias continentales transgredidas por el episodio de nivel marino relativamente elevado depositante del nivel D.

### Interpretación

El nivel C corresponde a depósitos de estrechos de marea vinculados genéticamente a las islas de barrera descriptas. La mezcla de material de granulometría tan diversa, desde arena fina limosa hasta clastos de grava gruesa, fragmentos óseos y fragmentos de coquina, es característica de la dinámica existente en los estrechos de marea (Elliot,

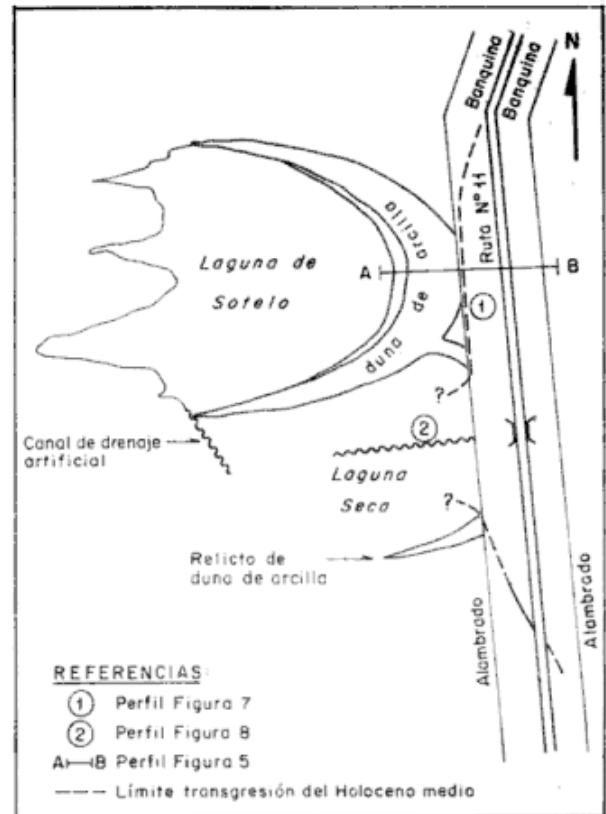


Figura 3: Laguna de Sotelo y laguna Seca - Vista en planta.

1981). Para este nivel se obtuvo una edad de  $37.000 \pm 3.400$  AP

El nivel D corresponde a depósitos litológicos, en los que no se pudieron observar estructuras características. El fuerte entoscamiento de su techo y el contacto discordante bajo el nivel C, señalan su mayor antigüedad. Asimismo, una datación realizada sobre material biogénico de este nivel D indicó una edad superior a los 43.000 años antes del presente.

### Estratigrafía de las dunas de arcilla. Perfil Laguna de Sotelo

En las figuras 4 y 5 se presentan perfiles transversales a la duna de arcilla correspondiente a Laguna de Sotelo (ver ubicación en figura 3).

En la figura 5, desde arriba hacia abajo se observa:

A: arenas eólicas finas, sueltas, color castaño, sobre las que se desarrolla el suelo actual. Este, de acuerdo a la Clasificación Americana de 1949, corresponde

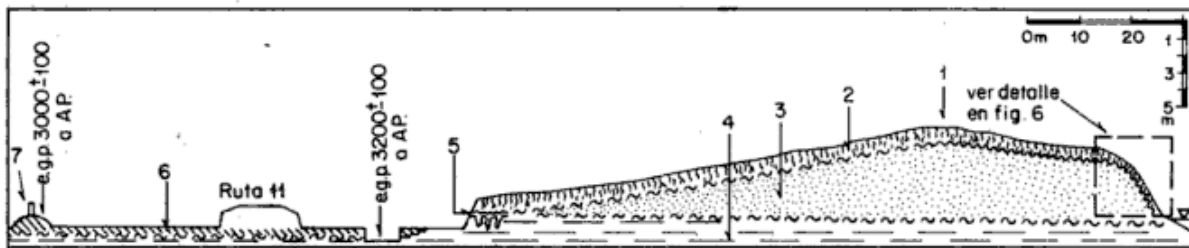


Figura 4. Topografía y estratigrafía general de Laguna de Sotelo.

a un Brunizem (este nivel corresponde al nivel 2 de la figura 4).

B: en el techo de este conjunto sedimentario aparecen arenas finas, con abundante  $\text{CaCO}_3$  pulverulento y en pequeñas concreciones el cual otorga un color castaño claro amarillento al conjunto; se observan canales radiculares, pequeñas madrigueras rellenas por las arenas suprayacentes y son frecuentes los restos óseos de pequeños vertebrados. Hacia abajo, por disminución gradual del  $\text{CaCO}_3$  pulverulento, se observan bien las estructuras sedimentarias y aparece una secuencia integrada por delgados niveles de 5 a 20 cm de espesor, buzantes entre  $5^\circ$  y  $10^\circ$  hacia la laguna. En estos niveles alternan arenas finas, limosas a arcillosas, más o menos compactas, de color claro por presencia de  $\text{CaCO}_3$  (enérgica reacción al CIH), arena fina con pequeñas concreciones de  $\text{CaCO}_3$  y arenas muy finas, de color castaño oscuro, con escasa a nula reacción al CIH.

Hacia la parte inferior de la secuencia alternan niveles de color castaño verdoso, sin reacción al CIH y niveles más claros con buena reacción al CIH. Ambos niveles están integrados por arenas finas y arcillas limosas. En los niveles próximos a la zona de oscilación de la freática actual, aparecen man-

chas ferruginosas debidas a fenómenos de hidromorfismo. En general el conjunto B es más arcilloso hacia los niveles inferiores, hacia donde la reacción al CIH disminuye hasta desaparecer.

### Interpretación

El conjunto de esta secuencia (B en figura 5 y N° 3 en figura 4), corresponde a los depósitos que Schnack *et al.* (1982) y Fasano *et al.* (1982) denominaron Limos Nahuel Rucá (*Nahuel Rucá Silts* de Schnack y Gardenal, 1979). Los mismos se apoyan en discordancia sobre limos castaño rojizos con evidencias de paleoedafización y tabiques de tosca, asignados al Pleistoceno y asimilables a la Formación Santa Clara de Schnack *et al.* (1982).

Asimismo, la abundancia relativa de sedimentos pelíticos en los distintos niveles de este depósito eólico, permite designar al mismo como una duna de arcilla, en el sen-

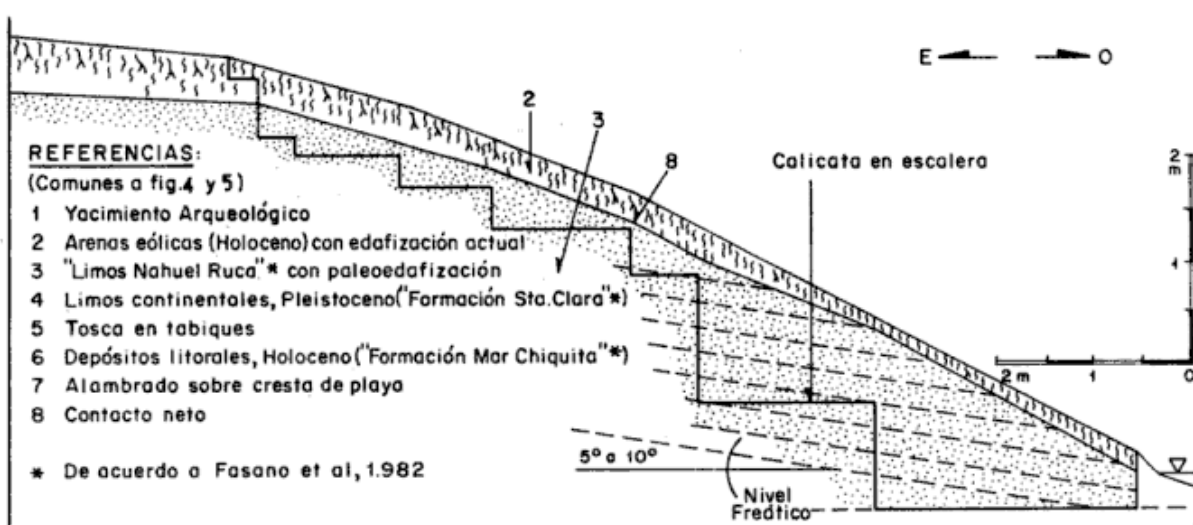


Figura 5. Detalle de figura. Estratigrafía de la duna de arcilla (ver descripción en el texto).

tido de Bowler (1973). Precisamente la estructura interna del depósito, dispuesta en niveles buzantes con bajo ángulo hacia la depresión, es característica de dunas de arcilla; al respecto Bowler (1973) indicó que dicho buzamiento raramente excede los  $10^\circ$ .

### Depósitos de la Transgresión del Holoceno medio

El paleoacantilado del Holoceno, bien desarrollado frente a las lagunas Nahuel Rucá e Hinojales (obsérvese la contigüidad de las curvas de nivel 2,5 y 5 en la figura 1), desaparece frente a Laguna de Sotelo, posiblemente desdibujado en parte por la construcción de la ruta provincial N° 11. En este lugar, en ambas banquinas de esa ruta aparecen depósitos clástico-conchiles correspondientes a este último episodio de nivel marino relativamente elevado (figuras 3, 6 y 7).

### Perfil levantado frente a Laguna de Sotelo (figura 6)

#### Descripción:

En el perfil analizado, de arriba hacia abajo se observa:

- A: nivel de alteración antropogénica.
- B: depósito dividido en subniveles para su descripción. Los espesores de cada nivel y subnivel se indican en la figura 6.
- B1: limos arenosos castaños con *Littoridina* Sauley. Son frecuentes las venillas de  $\text{CaCO}_3$ .
- B2: limos arenosos, oscurecidos por presencia de materia orgánica (paleoedafización). Aparece mayor cantidad de ejemplares de *Littoridina* Sauley que en el nivel B1 y también aparecen algunas valvas de *Mactra* Linneo. Hacia la base pasa a arenas limosas finas, color castaño, con numerosos ejemplares de *Littoridina* Sauley y fragmentos de valvas de otros moluscos oligohalinos. Este nivel tiene carbonatación abundante.
- B3: nivel compuesto predominantemente por valvas de *Mactra* Linneo en matrix arenosa, en un conjunto de coloración oscura por presencia de materia orgánica (paleoedafización).

B4: nivel con predominio de valvas de *Mactra* Linneo y algunos *Tagelus* Gray. Son frecuentes pequeños rodados de tosca.

B5: nivel con abundantes valvas de *Mactra* Linneo y *Littoridina* Sauley. En menor proporción aparecen *Tagelus* Gray, *Plicatula* Lamarck, *Buccinanops* D'Orbigny (varias especies) y *Ostrea* Linneo. el conjunto está oscurecido por materia orgánica (paleoedafización).

B6: nivel rico en valvas de moluscos de las mismas especies presentes en el nivel anterior, en matrix arenosa fina; también abundan rodados de tosca de varios centímetros de diámetro.

C: en discordancia por debajo de B, aparecen arenas limosas de color castaño claro, edafizadas, con abundante  $\text{CaCO}_3$  pulverulento, en venillas y formando concreciones de tosca.

### Interpretación

El depósito C corresponde al Pleistoceno continental sobre el cual se desarrollaron los episodios transgresivos acá descritos y es asignable a la Formación Santa Clara de Fasano *et al.* (1982).

El conjunto del depósito B corresponde a distintos episodios de elevada energía de oleaje, ocurridos durante el hemicycle regresivo correspondiente al episodio de nivel marino relativamente elevado del Holoceno medio (Transgresión Postglacial). El mismo sería asignable a la Facies de Playa de la Formación Mar Chiquita de Fasano *et al.* (1982).

Las edades obtenidas para estos depósitos oscilan entre 3000 y 3370 años antes del presente.

### Perfil de la laguna Seca

#### Descripción

Este perfil se levantó en el interior de la depresión aquí denominada laguna Seca (figura 3). En el mismo, de arriba hacia abajo puede observarse:

- A: horizonte A del suelo actual. Arenas limo arcillosas de color oscuro a negro por elevado contenido en materia orgánica.
- B: horizonte B del suelo actual. Arcillas arenosas color gris oscuro.



C: arcillas verdes a verde grisáceas, muy plásticas, con abundantes ejemplares de *Littoridina* Sauleyet.

D: limo arenoso castaño grisáceo con ejemplares de *Littoridina* Sauleyet.

h: nivel piezométrico confinado. El elevado caudal de surgencia impidió seguir profundizando el perfil.

### Interpretación

Tentativamente se interpreta que el cuerpo central de la duna de arcilla vinculada a la laguna Seca fue erosionado durante el máximo episodio transgresivo del Holoceno medio. De ese modo, los depósitos de los niveles C y D, portadores de *Littoridina* Sauleyet, corresponderían a un ambiente litoral marginal sobreimpuesto al ambiente lacustre inicial, durante la invasión de aguas marinas dentro de la laguna.

### GEOCRONOLOGIA Y CORRELACIONES

La sucesión de depósitos y geoformas permitió realizar una cronología relativa para la ubicación temporal de los distintos episodios de dinámica exógena evidenciados en el área. Además, en el laboratorio del INGEIS se realizaron cinco dataciones mediante  $^{14}\text{C}$ , de acuerdo con la metodología detallada por Alberio *et al.* (1980), las cuales fueron corregidas por  $\delta^{13}\text{C}$ . Estas permitieron obtener mayor precisión en la ubicación cronológica de los procesos exógenos descriptos.

#### Depósitos vinculados a distintos episodios de nivel marino relativamente elevado

##### *Depósitos de mayor antigüedad*

El episodio paleoestático más antiguo observado en el área está representado por los depósitos del nivel D, en el perfil levantado sobre el arroyo Dulce (figura 2). Su tope se encuentra aproximadamente entre las cotas 4 y 5 metros. La fuerte cementación de su techo por  $\text{CaCO}_3$  (tosca) señala una prolongada exposición subaérea ocurrida con

anterioridad a la depositación del nivel C suprayacente. Una edad obtenida para el mismo (muestra AC-1010) indicó mayor antigüedad que 43.000 AP (límite técnico de medición para el instrumental existente en el laboratorio de  $^{14}\text{C}$  del INGEIS).

Estos depósitos tienen la misma posición estratigráfica que otros depósitos similares observados en otras localidades ubicadas desde los 33° hasta los 40° sur (sudeste de la provincia de Entre Ríos: Guida y González, 1984; isla Martín García: González y Ravizza, en prensa; Cañada de Arregui: Weiler *et al.*, 1987; Bahía Blanca: González, 1984; delta del río Colorado: Weiler, en preparación). González *et al.* (1986) presentaron una síntesis de los aspectos estratigráficos y paleoambientales referentes a tales depósitos presentes en esas localidades. En dos trabajos posteriores, los mismos autores correlacionaron a esos depósitos con el Interglacial Sangamon, ocurrido durante el Pleistoceno tardío. Tal correlación se efectuó en base a magnetoestratigrafía, puesto que en los mismos fue hallado el evento de reversión del campo magnético terrestre denominado Evento Blake (González *et al.*, en prensa a y b). La edad mayor de 43.000 AP indicada por la muestra AC-1010 es consistente con esta interpretación.

##### *Depósitos de antigüedad intermedia*

Los depósitos transgresivos de antigüedad intermedia son los que constituyen las islas de barrera y los depósitos de estrechos de marea asociados a ellas (nivel C de figura 2) están discordantes sobre los depósitos asignados al Interglacial Sangamon, lo cual denota su menor antigüedad. Asimismo estos depósitos se encuentran en cotas superiores a las alcanzadas por el paleoacantilado que señala el máximo desarrollo transgresivo del Holoceno medio; este hecho indica una mayor antigüedad que la de este paleoacantilado.

Una edad de  $37.000 \pm 3.400$  AP obtenida para los mismos (muestra AC-1009) se encuentra dentro del rango de edades osci-

lantes entre  $25.700 \pm 650$  y  $38.500 \pm 3.000$  AP establecido por González *et al.* (1986; en prensa a y b) para el episodio de nivel marino relativamente elevado denominado Interestadial del Wisconsin medio. La posición estratigráfica de estos depósitos también coincide con la señalada para los depósitos atribuidos a este Interestadial, presentes en otras localidades ubicadas entre  $33^{\circ}$  y  $40^{\circ}$  sur (cf Guida y González, 1984; González y Ravizza, en prensa; González, 1984; González *et al.*, 1986, 1988 a y b; Weiler *et al.*, 1987; González y Guida, en prensa).

#### *Depósitos más modernos*

Estos son los vinculados con el episodio de nivel marino relativamente elevado del Holoceno medio (transgresión Postglacial) y fueron descritos como Formación Mar Chiquita por Schnack y Gardenal (1979), Schnack *et al.* (1980), Fasano *et al.* (1982, 1983).

De acuerdo a Fasano *et al.* (1982), el máximo transgresivo del Holoceno en la localidad habría ocurrido en alrededor de 5.000 AP, alcanzando una cota media de alrededor de 2 a 2,5 m sobre el nivel del mar actual.

En esta oportunidad, para los depósitos más antiguos ubicados frente a Laguna de Sotelo (figura 6) se obtuvieron dos edades, una de  $3370 \pm 100$  y  $3200 \pm 100$  AP (muestras AC-0909 y AC-0910, respectivamente), las que señalan una media de 3285 años antes del presente. Probablemente estos depósitos correspondan a episodios de mayor energía de oleaje ocurridos durante el Hemiciclo regresivo posterior al máximo transgresivo del Holoceno medio. Para la cresta de playa ubicada inmediatamente hacia el este de estos depósitos, la muestra AD-0908 indicó  $3000 \pm 100$  AP; esta edad es consistente con la evolución del episodio regresivo local (figura 4).

#### **Depósitos de origen continental**

##### *Depósitos de mayor antigüedad*

Los depósitos de origen continental de mayor extensión y continuidad en el área

analizada, son los limos continentales atribuidos al Pleistoceno y asignados a la Formación Santa Clara de Schnack y Gardenal (1979); para ellos, Fasano *et al.* (1982) señalaron una Edad Mamífero Lujanense, en el sentido de Pascual *et al.* (1965).

##### *Dunas de arcilla*

En items previos se definió la existencia de cubetas de deflación asociadas a dunas de arcilla. De acuerdo a su ubicación topográfica, estas se dividieron en tres grupos. La ubicación de las cubetas de los distintos grupos permite inferir una cronología relativa para sus respectivas dunas de arcilla, según se desarrolla a continuación.

a) Cubetas y dunas de arcilla ubicadas por sobre la curva de nivel de 10 metros

Las mismas se han desarrollado sobre limos continentales del Pleistoceno (Formación Santa Clara de Schnack y Gardenal, 1979), por encima del alcance de los episodios de nivel marino relativamente elevado descritos para el área. En este caso sólo puede inferirse que sus dunas de arcilla son más modernas que el depósito infrayacente, pero por ahora no puede definirse para ellas un límite cronológico mínimo o Edad Mínima.

b) Cubetas y dunas de arcilla ubicadas entre la curva de nivel de 10 m y las islas de barrera del Pleistoceno tardío

Dentro del área estudiada, las lagunas Nahuel Rucá, Hinojales, Hinojales Grande, Ricón de Marín, de Tobares y los Talitas, se encuentran en las cubetas mejor desarrolladas. En este caso, los procesos de deflación estacionales actuaron sobre los depósitos pelíticos de las albúferas desarrolladas durante el episodio eustático del Wisconsin medio; las dunas de arcilla así originadas, cubren en parte a los depósitos de las islas de barrera desarrolladas durante ese episodio eustático. Esto indica que las dunas de arcilla son más jóvenes que  $37.000 \pm 3.400$  AP, ya que esa es la edad obtenida para el

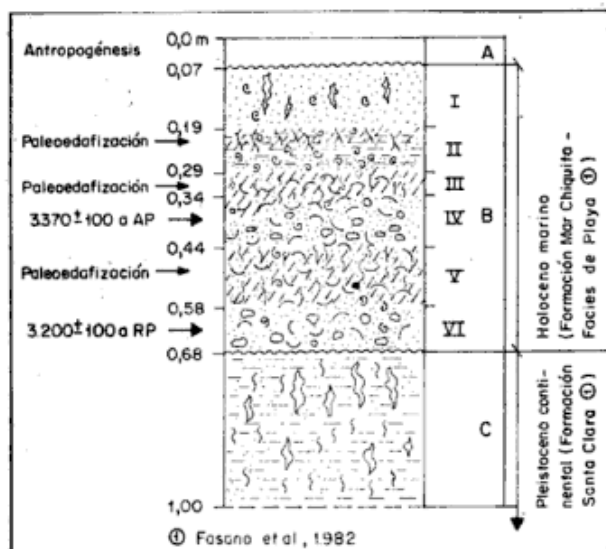


Figura 6: Perfil depósitos marinos del Holoceno - Laguna Sotelo (ver ubicación en figuras 4 y 5).

episodio eustático que originó esas islas de barrera.

c) Cubetas y dunas de arcilla ubicadas entre las islas de barrera del Pleistoceno tardío y el máximo alcance transgresivo del Holoceno

Este es el caso de Laguna de Sotelo y de laguna Seca. Ambas depresiones se desarrollaron sobre el antiguo fondo litoral expuesto por la regresión subsecuente a la formación de las islas de barrera. Esa ubicación señala también una edad menor que 37.000 AP para ellas y sus dunas de arcilla.

Dangavs (1979) atribuyó su formación al Holoceno tardío, aunque las presentes observaciones coinciden con Galloway (1985), en que su antigüedad puede ser mayor. Si se considera que las edades más jóvenes hasta ahora conocidas en la República Argentina para el episodio eustático vinculado a esas islas de barrera, oscilan en alrededor de los 25.000 AP (González, *et al.*, 1986; González *et al.*, en prensa, *a y b*; Parker, 1980; Parker y Violante, 1982), es válido postular que tales dunas de arcilla se habrían formado en menos de 25.000 años antes del presente. Esta edad tendría entonces el carácter de Edad Máxima para las cubetas y las dunas de arcilla asociadas a ellas, por lo cual ambas serían de formación más reciente que 25.000 años antes del presente.

Por otra parte, el hecho de que la duna de arcilla vinculada genéticamente a laguna Seca haya sido erosionada durante el desarrollo transgresivo del Holoceno medio, indicaría que al menos esta duna de arcilla se formó con anterioridad a ese episodio transgresivo. En atención a los 5.000 AP señalados por Fasano *et al.* (1982) para la culminación del mismo, podría tomarse esa edad con el carácter de Edad Mínima para las cubetas de deflación y sus dunas de arcilla asociadas, por lo cual éstas serían más antiguas que 5.000 años antes del presente.

En este trabajo se presentan edades oscilantes en 3.285 AP para los depósitos litorales del Holoceno más próximos a laguna Seca. Tales edades podrían ser también consideradas con el carácter de Edades Mínimas para la formación de las cubetas y de sus dunas de arcilla. De todos modos, el techo del depósito correspondiente al cuerpo de las dunas de arcilla (porción superior del depósito B, figura 5), presenta caracteres que señalan procesos de edafización muy prolongados, los que incluso podrían haberse desarrollado desde el final del Pleistoceno; ello indicaría una antigüedad relativa bastante mayor que cualquiera de las dos posibles Edades Mínimas previamente consideradas.

La superposición de un microacantilado sobre el lado de barlovento de las dunas de arcilla y el hecho de que éste luego haya sido degradado y reactivado nuevamente, no solo indica sucesión de distintos episodios climáticos, sino indica la transcurriencia de un tiempo relativamente prolongado, a posteriori de la formación de las cubetas y de sus dunas de arcilla.

## DISCUSION E INTERPRETACION GENERAL

La presencia de depósitos transgresivos correlacionados con el Interglacial Sangamon y con el Interstadial del Wisconsin medio, coincide con las observaciones realizadas en otras localidades de las provincias de Buenos Aires y Entre Ríos, sintetizadas en los trabajos de González *et al.* (1986; en prensa *a y b*), y González y Guida (1988).

El hecho de que los depósitos más representativos del Wisconsin medio correspondan a islas de barrera, señala un comportamiento particular de la línea de costa de esa localidad, distinto al carácter que tuvo en ese momento en otras áreas próximas, tanto hacia la Cuenca del Salado (al norte), como hacia la zona influenciada por las sierras del Tandilia (al sur). Esa particularidad se encuentra actualmente en estudio.

Los depósitos de albúfera vinculados a los episodios de nivel marino relativamente elevado del Pleistoceno tardío, proveyeron un sustrato de salinidad adecuada como para que, ante condiciones climáticas favorables, se desarrollaran cubetas de deflación y dunas de arcilla asociadas. Estas dunas de arcilla necesitan para su formación la existencia de una marcada estacionalidad climática, con una estación húmeda y una seca bien definidas. Durante la estación húmeda, en depresiones iniciales (albúferas, canales de marea inactivos, etc.) se acumula agua formando lagunas. En la estación seca siguiente, el agua de las lagunas se evapora y la eflorescencia de sales del sustrato afloja los sedimentos pelíticos del mismo. Estos son arrastrados por el viento y depositados a sotavento de las cubetas. De ese modo, cada depresión se exonda y, paralelamente, se eleva la respectiva duna de arcilla; esta última está imposibilitada de migrar debido a la rápida estabilización que experimenta merced a la intercalación de una estación húmeda anual; ésta por un lado cohesiona las arcillas al humedecerlas y por otro lado favorece procesos edáficos incipientes (Bowler, 1973).

La abundancia de dunas de arcilla en una extensa región al norte del área estudiada (cf. imagen CNIE-LANDSAT E-6: 81-12485-5 23 OCT. 80; Dangavs, 1979), indicaría que el episodio de marcada estacionalidad climática vinculado a la génesis de estas dunas de arcilla no habría sido de manifestación solamente local, sino que habría tenido carácter regional.

El hecho de que las dunas de arcilla se encuentren con su cuerpo central sobre el margen este de las cubetas, señala que du-

rante la estación seca que favoreció su formación, prevalecieron vientos del cuadrante oeste.

En consideración a la Edad Máxima establecida para las dunas de arcilla, este episodio climático particular habría ocurrido en menos de 25.000 años antes del presente. Asimismo, considerando el grado de edafización que presentan, las mismas podrían haber dejado de crecer, estabilizándose, antes del Holoceno. De ambos elementos podría postularse tentativamente que ese episodio de marcada estacionalidad climática pudo ocurrir simultáneamente con el episodio de aridización que se manifestó en latitudes medias de todo el mundo en alrededor de 18.000 AP (Sarnthein, 1978), durante el máximo desarrollo de la glaciación Wisconsin. Tal episodio de aridización intensa ya fue descrito para el centro de la República Argentina (Salinas del Bebedero, provincia de San Luis) y fue ubicado entre 20.000 y 12.000 AP (González, 1981, 1982).

El microacantilado que aparece sobre el lado de barlovento en las dunas de arcilla, habría sido elaborado cuando el clima regional dejó de tener una estación marcadamente seca. A partir de ese momento, la falta de esa estación seca interrumpió los procesos de deflación y crecimiento de las dunas de arcilla. Las depresiones pudieron mantenerse con agua por más tiempo y el oleaje formado por el viento elaboró el microacantilado. La ubicación de este microacantilado también señala persistencia de vientos desde el oeste, al menos durante una

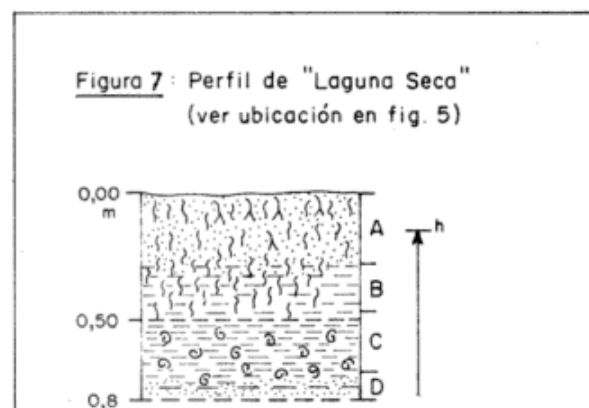


Figura 7: Perfil de Laguna Seca (ver ubicación en figura 5).

época del año, durante el momento de su formación.

El hecho de que este microacantilado en la mayoría de los casos haya sido degradado por procesos posteriores y que en algunos casos particulares haya sido reactivado, señala una sucesión de episodios climáticos distintos, aún no conocidos en cuanto a su número, magnitud y momento de ocurrencia.

### CONCLUSIONES

En base a lo expuesto, pueden establecerse las siguientes conclusiones:

Se pone de manifiesto la existencia de depósitos correspondientes a dos episodios de nivel marino relativamente elevado, ocurridos durante el Pleistoceno tardío. El más antiguo de ellos, con edades superiores a los 43.000 AP, es atribuido al Interglacial Sangamon. El más joven, con una edad de  $37.000 \pm 3.400$  AP, es atribuido al Interstadial del Wisconsin medio, cuyos depósitos están muy bien representados por lo menos entre los  $33^{\circ}$  y  $40^{\circ}$  de latitud sur.

Se pone de manifiesto la presencia de islas de barrera desarrolladas durante el Pleistoceno tardío; las mismas señalan un comportamiento particular para la línea de costa local durante su formación.

Se señala la profusión de dunas de arcilla en el área; éstas evidencian un episodio de marcada estacionalidad climática que tuvo extensión regional. Dicho episodio climático se caracterizó por tener una estación lo suficientemente húmeda como para formar lagunas temporarias y por tener también una estación lo suficientemente seca y ventosa como para permitir no sólo la evaporación del agua acumulada en esas lagunas, sino para producir además la deflación de los sedimentos del fondo de las depresiones. La ubicación del cuerpo central de todas las dunas de arcilla observadas, sobre el margen este

de las respectivas cubetas de deflación, señala persistencia de vientos desde el cuadrante oeste durante la estación seca.

La posibilidad de establecer cronologías relativas para estas dunas de arcilla, permite ubicar el episodio climático que les dio origen, como ocurrido en menos de 25.000 AP y con anterioridad a la máxima transgresión del Holoceno medio. Tentativamente se lo correlaciona con el máximo desarrollo de la glaciación Wisconsin, ocurrido entre 18.000 y 20.000 años antes del presente.

Las cronologías obtenidas para los depósitos litorales del Holoceno más avanzadas sobre el continente, oscilantes en 3.285 AP, señalarían la complejidad que han tenido en el área los movimientos eustáticos del Holoceno. Ello significaría que, al menos en este sector costero, el mar en alrededor de 3.285 AP alcanzó niveles comparables a los alcanzados previamente, durante el máximo transgresivo del Holoceno localmente ocurrido en alrededor de 5.000 AP (según Fasano *et al.*, 1982).

Los microacantilados elaborados hacia barlovento en las dunas de arcilla, así como su posterior degradación y reactivación, señalan la complejidad experimentada por los procesos climáticos de la Región Pampeana durante el Holoceno. Tal complejidad, tanto más notable cuanto más modernos son los episodios considerados, es en definitiva la clave a dilucidar para lograr el nexo entre los episodios climáticos actuales y los episodios ocurridos en el pasado geológico. La obtención de dicho nexo permitirá mayor precisión y confiabilidad en las prognosis climáticas que puedan efectuarse en el futuro.

### AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. Rodolfo M. Casamiquela por permitir que, con la confianza brindada a los autores, éstos pudiesen pro-

seguir sus investigaciones; al personal del laboratorio de  $^{14}\text{C}$  del INGEIS por las dataciones realizadas; a los Licenciados Carlos Ospital y Nora Guida por la lectura crítica del manuscrito y a la Fundación Carl Czon Caldenius, Investigaciones Paleoclimáticas y Paleoambientales del Cuaternario, por la colaboración brindada en diversos aspectos de las tareas realizadas.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALBERO, M. C.; F. ANGIOLINI; J. L. BALBUENA; J. O. CODIGNOTTO; E. LINARES y N. E. WEILER, 1980. Primeras edades carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3)*: 363-374.
- BOWLER, J., 1973. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth-Sci. Rev.*, 9: 315-338.
- DANGAVS, N. V., 1979. Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa deprimida. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (1)*: 31-35.
- DOLAN, R.; B. J. C. HAYDEN y C. JONES, 1979. Barrier island configuration. *Science*, V. 204: 401-403.
- ELLIOT, T., 1981. Clastic shorelines. In: *Sedimentary environments and facies* (H. G. Reading Ed.). Blackwell Scientific Publications, 1-569, Cap. 7: 147-177.
- FASANO, J. L.; H. A. HERNÁNDEZ; F. I. ISLA y E. J. SCHNACK, 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la Laguna Mar Chiquita (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Acta Oceanológica N° 5*.
- \_\_\_\_\_, F. J. ISLA y E. J. SCHNACK, 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires)-Caleta Valdés (Chubut). Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemisiciclo Deglacial en la Argentina. *Actas, Mar del Plata*.
- GALLOWAY, R. W., 1985. Some aspects of closed lakes in Patagonia. Primera Reunión Latinoamericana sobre la importancia de los fenómenos periglaciales. Tercera Reunión Grupo Periglacial Argentino. *Actas III*: 7-10.
- GONZÁLEZ, M. A., 1981. Evidencias paleoclimáticas en Salina del Bebedero (San Luis, Argentina). VIII Congr. Geol. Arg., *Actas III*: 411-438.
- \_\_\_\_\_, 1982. Oscilaciones pleistocénicas del nivel lacustre en la actual Salina del Bebedero (San Luis, Argentina). Su relación con la última glaciación en la Cordillera de Mendoza y San Juan. En: Reunión Regional Sudamericana de la Comisión sobre génesis y litología de depósitos glaciogénicos cuaternarios, INQUA-Univ. Nac. del Comahue, *Resúmenes*: 41-43.
- \_\_\_\_\_, 1984. Depósitos marinos del Pleistoceno superior en Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. IX Congr. Geol. Arg., *Actas III*: 538-555.
- \_\_\_\_\_, N. E. WEILER y N. G. GUIDA, 1986. Late Pleistocene transgressive deposits 33° S.L. to 40° S.L., Argentina. *Special Journal of Coastal Research. Special Issue N° 1*, 39-48. Fort Lauderdale.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1988a. Late Pleistocene and Holocene Coastal-line behavior from 33° to 40° S.L. (Argentine Republic). *Journal of Coastal Research*, 4 (1): 59-68.
- \_\_\_\_\_, N. G. GUIDA y N. E. WEILER, 1988b. Transgressive deposits of the Mid-Wisconsin Interstadial from 33° to 40° S (Argentine Republic). Reliability of its  $^{14}\text{C}$  ages. *Journal of Coastal Research*, 4 (4): 667-676.
- \_\_\_\_\_, y G. RAVIZZA, 1987. Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la isla Martín García (río de la Plata). *Asoc. Geol. Arg., Rev. XLII (3-4)*: 231-243.
- \_\_\_\_\_, y N. G. GUIDA, 1990. Earth magnetic field reversals in late Pleistocene littoral deposits of the Argentine Republic (33° to 40° S). Blake Event and probable Lake Mungo Event. *Journal of Coastal Research*, 6 (1).
- GUIDA, N. G. Y M. A. GONZÁLEZ, 1984. Evidencias paleoestuarinas en el sudeste de Entre Ríos. Su relación con niveles marinos elevados del Pleistoceno superior y Holoceno. IX Congr. Geol. Arg., *Actas III*, 577-594.
- HARRINGTON, H. J., 1956. Argentina. En: Jenks, F. J. (Ed.), *Handbook of South American Geology*. Geol. Soc. Amer., Mem. 65, Baltimore.
- HOLMBERG, E., 1972. Tandilia. En: *Geología Regional Argentina*. A. F. Leanza (Ed.). Acad. Nac. Cienc., 365-393, Córdoba.
- HOYT, J. H., 1967. Barrier island formation. *Geol. Soc. Am., Bull.* 78 (9): 1125-1135.
- \_\_\_\_\_, y V. J. HENRY (Jr.), 1967. Influence of island migration on barrier island sedimentation. *Geol. Soc. Am., Bull.* 78: 77-86.
- KRAFT, J. C. y J. J. CHACKO, 1979. Lateral and vertical facies relations of transgressive barriers. *Am. Assoc. Petr. Geol., Bull.* 63 (12): 2145-2163.
- NÁGERA, J. J., 1940. Tandilia. En: *Historia Física de la provincia de Buenos Aires*. Tomo I. Biblioteca Humanidades. Fac. de Humanidades y Ciencias de la Educación de la Universidad de La Plata. XXIV, 1-272. La Plata.
- PARKER, G., 1980. Estratigrafía y evolución morfológica durante el Holoceno en Punta Médanos (Planicie costera y Plataforma interior). Provincia de Buenos Aires. En: *Primer Simposio sobre problemas del litoral atlántico bo-*

## Asociación Geológica Argentina

- naerense. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Resúmenes, 205-224. Mar del Plata.
- \_\_\_\_\_ y R. A. VIOLANTE, 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinar y Mar de Ajó. Provincia de Buenos Aires. *Acta Oceanográfica Argentina*, 3 (1): 57-91. Buenos Aires.
- PASCUAL, R., E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico Mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires*, vol. VI: 165-193. La Plata.
- SARNTHEIN, M., 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature* 272 (5648): 43-46.
- SCHNACK, E. J. y L. M. GARDENAL, 1979. Holocene transgressive deposits, Mar Chiquita Lagoon area, province of Buenos Aires, Argentine. *Proc. of 1978 Internat. Symp. on Coastal evolution in the Quaternary*: 419-425, San Pablo.
- \_\_\_\_\_, J. L. FASANO y F. I. ISLA, 1980. Los ambientes ingresivos del Holoceno en la Región de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. *Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense*, *Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires*. Resúmenes, 229-242.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1982. The evolution of Mar Chiquita coast, Buenos Aires province, Argentina. Holocene sea level fluctuations, magnitude and causes, *Simposium. I.G.C.P. 61. The sea level Program*, 143-155. University of South Carolina. Columbia.
- SPALLETTI, L. A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en series silicoclásticas. *Asoc. Geol. Arg., Serie "B", Didáct. y Compl. N° 8*, 1-175, Buenos Aires.
- TERUGGI, M. E. y J. O. KILMURRAY, 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Vol. II. 919-966. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- TRICART, J. L. F., 1973. Geomorfología de la Pampa deprimida. *INTA, Col. Cient., XII*, Buenos Aires.
- WEILER, N. E. (en preparación). Paleoeustatismo del Pleistoceno tardío y Holoceno entre 39° y 40° de latitud, República Argentina. Tesis Doctoral en preparación.
- \_\_\_\_\_, M. A. GONZÁLEZ y N. G. GUIDA, 1987. Niveles marinos del Pleistoceno tardío en Cañada de Arregui, Partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2)*: 92-98.

Recibido: 8 de abril, 1988

Aceptado: 10 de setiembre, 1989

**NILDA E. WEILER**  
**MIGUEL A. GONZALEZ**

INGEIS - CONICET  
Fundación Carl C:zon Caldenius  
CC 289 Sucursal 13-B  
1413 Buenos Aires

# LOS DEPOSITOS FLUVIALES DE LA CUENCA TRIASICA SUPERIOR EN EL SECTOR NOROESTE DEL MACIZO NORPATAGONICO

Luis A. Spalletti, Oscar G. Arrondo, Eduardo Morel y Daniel Ganuza

## RESUMEN

Se identifican cinco facies sedimentarias en la Formación Paso Flores (Triásico superior, Patagonia occidental, Argentina). La facies de ortoconglomerados se compone de capas amalgamadas, lenticulares y espesas en las que predominan psefitas con estructura imbricada; estos depósitos corresponden a barras laminares y longitudinales formadas por flujos traccionales competentes. La facies de diamictitas se caracteriza por psefitas gruesas y pobremente seleccionadas en estratos lentiformes continuos y macizos; se atribuye a flujos de barro subaéreos. La facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas muestra conspicua estratificación entrecruzada tangencial y en artesas, por lo que se interpreta como el depósito de barras transversales tridimensionales. La facies de areniscas conglomerádicas macizas correspondería a procesos de crecientes en manto de alto régimen, mientras que la facies de pelitas se atribuye a fenómenos de decantación desde suspensiones ácuas o aéreas.

Para los depósitos fluviales se reconocen además cuatro asociaciones de facies que representan a ambientes de abanico aluvial proximal de zona húmeda, sistema entrelazado gravoso, sistema entrelazado arenoso, y techo de barras e islas vegetadas. Se presenta en forma subordinada una asociación predominantemente pelítica que corresponde a ambiente lacustre.

La distribución de facies y las paleocorrientes permiten inferir un modelo de depositación fluvial multicanal de baja sinuosidad. Se considera que el sistema depositacional de la Formación Paso Flores es del tipo abanico transversal-planicie entrelazada longitudinal con nivel de base lacustre.

## ABSTRACT

Five sedimentary facies have been identified in the Upper Triassic fluvial sequences (Paso Flores Formation) of northwestern Patagonia, Argentina. Clast-supported conglomeratic facies, mainly characterized by thick, lenticular, amalgamated beds of imbricated conglomerates, formed by competent tractive flows in proximal sheet and longitudinal braid bars. Diamictic facies, composed of coarse, unsorted and massive paraconglomerates, is interpreted as a mud-flow deposit. Gravelly sandstone-sandstone facies, with very frequent trough cross-bedded amalgamated sets, has been formed by 3D transverse bar migration and accretion, whereas massive gravelly sandstone facies is the result of non-channelized fast floods. Fine grained epi and pyroclastic facies appear both as thin and scarce intercalations in coarse grained sequences, and as thick and uniform fine grained sequences.

Four fluvial facies associations were recognized: I) proximal humid alluvial fan, composed of coarse clast-supported conglomerates and diamictites, II) gravelly braided system (prevailing amalgamated beds of imbricated conglomerates), III) sandy braided system, and IV) top of bars and islands of the braided system, with fine grained deposits. The thicker sequences of fine grained rocks are interpreted as lake deposits (facies association V).

Facies distributions and paleocurrent trends suggest that fluvial deposits were formed in multi-channel and low-sinuosity rivers. The Paso Flores Formation should be interpreted in terms of a T fan - L braid-plain - lake depositional system.

## INTRODUCCION

Las sedimentitas triásicas superiores del sector occidental de la Patagonia, conocidas

como Formación Paso Flores, fueron descubiertas por Fosca Mancini (1937) y descritas por Galli (1969), Nullo (1979), González Bonorino (1979), González Díaz (1982) y Lapido *et al.* (1984). Durante muchos años,



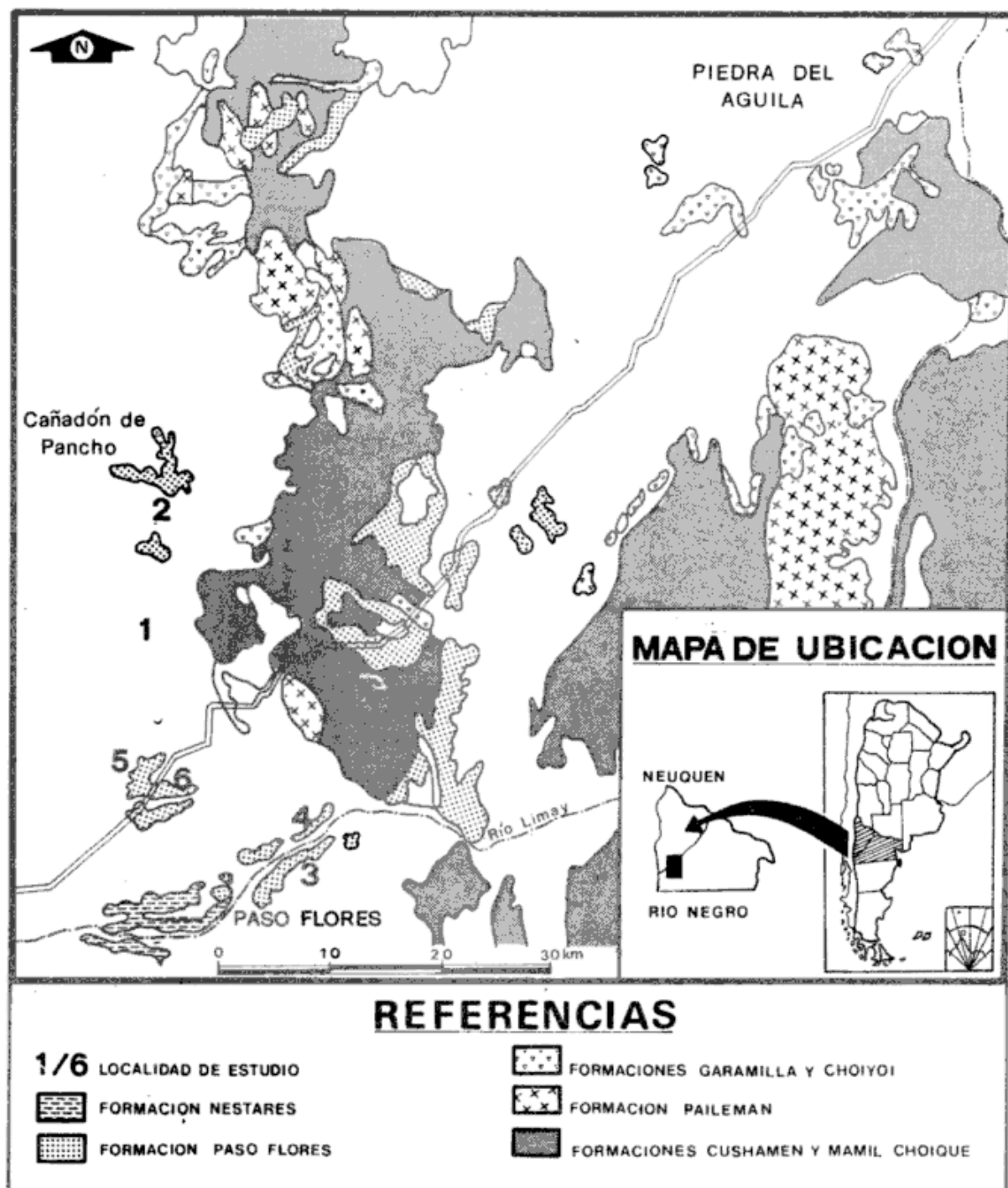


Figura 1: Mapa general de la región estudiada y geología de las unidades triásicas y pretriásicas de la región.

el mayor interés radicó en la diagnosis de su excelente flora fósil (Frenguelli, 1937; Bonetti y Herbst, 1964; González Díaz, *op. cit.*) y en la determinación de la edad de la sucesión, atribuida al Triásico superior (Stipanovic, 1957; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Methol, 1980; Arrondo *et al.*, 1984).

Las excelentes exposiciones y el buen grado de conservación de texturas y estructu-

ras de las rocas de la Formación Paso Flores en la región del río Limay (figura 1), permiten efectuar estudios sedimentológicos de detalle destinados a establecer los mecanismos y ambientes de depositación de los materiales detríticos. Es así que en este trabajo se dan a conocer las facies sedimentarias y asociaciones de facies de la unidad con el objeto de inferir los procesos generados

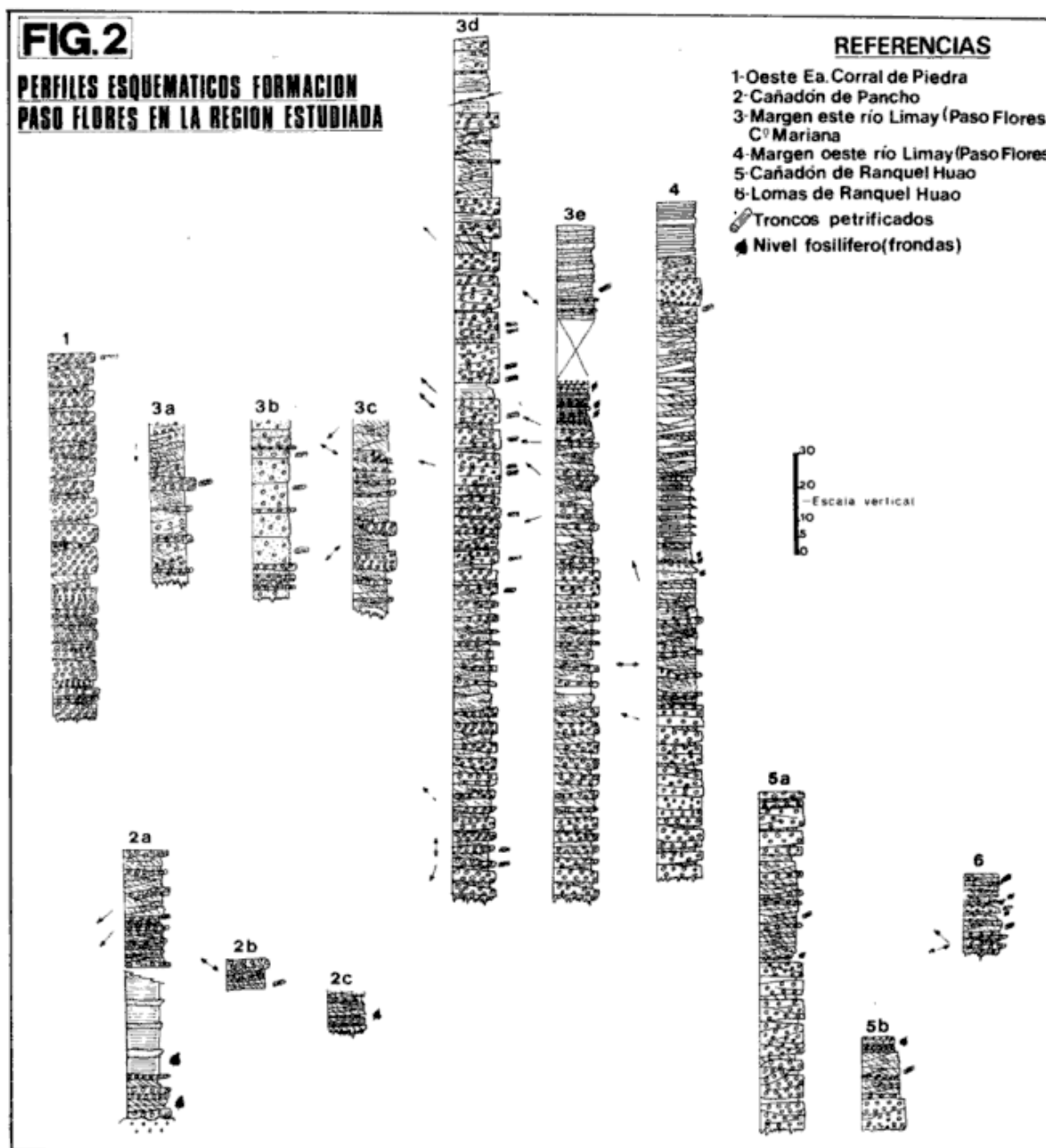


Figura 2: Perfiles esquemáticos Formación Paso Flores en la región estudiada.

res de las epiclastitas y las características generales de la cuenca de depositación.

### RASGOS GENERALES DE LA SUCESION TRIASICA SUPERIOR

La región estudiada se encuentra entre las localidades de Paso Flores y Piedra del Aguila a lo largo del límite entre las provin-

cias de río Negro y Neuquén. Las principales exposiciones de la Formación Paso Flores se ubican en las barrancas que circundan al río Limay, al río Collón Curá y a los cañadones tributarios de los citados sistemas fluviales. En la figura 1 se muestra un mapa con la distribución de los principales afloramientos de la unidad, así como de las demás formaciones triásicas y pretriásicas

de la región. En la figura 2 se representan los perfiles columnares esquemáticos que se relevaron a escala 1:200.

Nullo (1979) indicó que la Formación Paso Flores está compuesta por una sucesión de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas (principalmente gruesas) y sabulitas, con intercalaciones escasas de rocas de grano fino (psamitas y pelitas epi y piroclásticas). La tonalidad general es castaña rojiza a castaña clara, con algunos términos más ocráceos y también gris blanquecinos.

En la región del río Limay y áreas vecinas la potencia máxima medida es de 129 m (cerro Mariana, Paso Flores, figura 2), sin que estén expuestos los contactos basal y cuspidal de la unidad. En otras localidades los espesores son más reducidos (en general entre 30 y 50 m). Los valores encontrados por nosotros son similares a los obtenidos por Galli (1969), aunque resultan algo mayores que los mencionados por Nullo (1979) y González Díaz (1982). Debe destacarse que solamente en cañadón de Pancho (figura 2) es donde se ha encontrado el contacto basal de la formación, el que se apoya sobre rocas graníticas del complejo paleozoico superior (?). En todas las secciones las sedimentitas triásicas muestran estructura homoclinal con moderada inclinación (entre 8° y 18°) al sudeste.

## FACIES SEDIMENTARIAS

Debido a su naturaleza clástica predominantemente gruesa, la Formación Paso Flores se ha caracterizado desde el punto de vista facial según los criterios de Harms *et al.* (1975, 1982), junto con los aplicados a típicos conglomerados y areniscas fluviales (Miall, 1977, 1978; Rust, 1978; Eriksson, 1978; Morison y Hein, 1987; McCabe *et al.*, 1987) y los de conglomerados resedimentados (Davies y Walker, 1974; Walker, 1975; Hein y Walker, 1982). Las facies reconocidas son las siguientes: 1) Ortoconglomerados, 2) Diamictitas, 3) Areniscas conglomeráticas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas, 4) Areniscas con-



Foto 1: Facies de ortoconglomerados. Conglomerado macizo con leve gradación inversa. Intercala nivel sabulítico-arenoso lenticular. Perfil al oeste de la estancia Corral de Piedra.

glomeráticas macizas y 5) Pelitas epi y piroclásticas.

## Facies de ortoconglomerados

Son psefitas principalmente medianas a gruesas, con tamaño medio entre 50 y 80 mm, aunque también son frecuentes los niveles de granulometría fina y gruesa (del orden de los 150 mm). Los aglomerados son bastante escasos. En esta facies resulta difícil apreciar la geometría de la estratificación, sobre todo cuando se presentan conjuntos amalgamados de estratos psefíticos con granulometría semejante. Con todo, hay exposiciones en las que se puede determinar que los cuerpos varían entre 2 y 4 m de espesor y la morfología es predominantemente lenticular. En este sentido, es muy frecuente el reemplazo lateral y vertical de bancos psefíticos, los que tienden a mostrar casi siempre base cóncava y techo cóncavo o cóncavo hacia arriba. Más esporádicamente se encuentran cuerpos psefíticos tabulares más delgados (0,4 a 0,8 m), así como concentrados (*lags*) de guijas y guijarros con espesor igual al diámetro de los individuos, interestratificados con niveles sabulíticos o psamíticos. En esta facies no se ha encontrado correlación entre espesor de la estratificación y granulometría de los conglomerados.

Los clastos son subangulosos a redondeados y la geométricidad variable (ecuate, tabular o prolada), aunque cercana a los valores normales de esfericidad (0,67). Los clastos provienen de volcanitas y piroclastitas

ácidas, así como de rocas graníticas. La textura es grano-sostén, bien empaquetada, y la selección moderada, aunque variable entre cuerpo y cuerpo (foto 1). Algunas camadas con intraclastos pelíticos aparecen donde las psefitas se apoyan sobre (y han erosionado parcial o totalmente) niveles fanolíticos.

En esta facies se han reconocido tres subfacies, a partir de los atributos de los cuerpos de roca: ortoconglomerados macizos, ortoconglomerados gradados y ortoconglomerados imbricados. Los **ortoconglomerados macizos** son, en general, los más gruesos en tamaño y con menor grado de selección; tienen el aspecto de los conglomerados resedimentados (Walker, 1975) y sus estratos son potentes, de más de 2 m. Los **ortoconglomerados gradados** son más frecuentes que los anteriores y aparecen en típica alternancia con psamitas. En ocasiones la gradación es bastante grosera (denota una transición hacia la subfacies anterior) y en otros está bien desarrollada; predomina la gradación normal que varía desde tamaños de 80 mm en la base (hasta 200 mm) a sabulítico y aún arenoso en el techo. Es de destacar que la estratificación gradada inversa aparece en la base de algunos bancos, donde se pasa desde grava fina a mediana en un espesor de pocos centímetros. Cuando presente, esta estructura ocupa el tramo inferior de cuerpos psefíticos con gradación normal, de modo que se define una estructura interna recurrente (inversa-normal).

Los **ortoconglomerados imbricados** son los más típicos de la Formación Paso Flores, aunque su estructura interna resulta a veces difícil de apreciar o está incompletamente desarrollada en todo el espesor del estrato. Comprende a psefitas medianas (entre 50 y 60 mm) bastante bien seleccionadas, en general no gradadas. Las imbricaciones más frecuentes son las de ejes intermedios de clastos. La subfacies forma cuerpos amalgamados o bien alterna con niveles sabulíticos, psamíticos o de areniscas conglomerádicas. Incluye con frecuencia troncos petrificados de hasta 5 m de largo por 1 m de diámetro, que se encuentran en posición subhorizon-

tal y orientados en forma consistente con la imbricación.

La facies de ortoconglomerados es interpretada como depósitos de barras longitudinales gravosas desarrolladas por acreción vertical (Miall, 1982) en sistemas fluviales entrelazados. Las condiciones de energía fueron muy elevadas, la viscosidad baja y la movilización eminentemente traccional (moderada selección, empaque cerrado, redondez apreciable). La disponibilidad detrítica y el ritmo de crecimiento fueron muy grandes. El dominio de cuerpos psefíticos con imbricación permite sugerir flujos caudalosos (Hein, 1984; Morison y Hein, 1987) en régimen de transición desde bajo a alto (Koster, 1978b).

Probablemente las rocas más gruesas de esta facies se puedan atribuir a barras laminares (*sheet bars*), típicas de sectores muy proximales del sistema fluvial (Boothroyd, 1972, en Collinson, 1986). Sus caracteres coinciden con los de gravas desorganizadas descritas por Morison y Hein (1987) que se interpretan como depósitos de flujos erosivos canalizados con alto tenor de carga clástica (flujos de crecientes hiperconcentradas, Smith, 1986), intermedios entre regímenes puramente viscosos y traccionales (Hein, 1984).

En nuestro concepto, el pasaje desde conglomerados macizos a gradados y a imbricados es indicativo de decrecimiento progresivo en las condiciones de energía (desde régimen alto a intermedio) y en la cantidad de carga detrítica (Cf. Davies y Walker, 1974). Asimismo, la presencia de estructura gradada inversa en algunos niveles sugiere fenómenos de transporte en lámina traccional (*tractive carpet*), ascenso de clastos por presión dispersiva y elevada concentración detrítica durante el transporte (Davies y Walker, *op. cit.*; Lowe, 1982).

#### Facies de diamictitas

Son paraconglomerados gruesos (promedio 150 mm), que incluyen bloques de más de 900 mm, con clastos subredondeados hasta angulosos de igual composición a los de

la facies anterior. Sus cuerpos, a diferencia del común para este tipo de sedimentitas, son de base bastante cóncava hacia arriba y techo plano o cóncavo debido a la erosión de los agentes que depositaron los estratos suprayacentes. Con todo, muestran mayor continuidad lateral que los cuerpos de ortoconglomerados. Los espesores varían entre 2 y 3 m, e internamente son macizos y desordenados. En algunos casos se encontró que las diamictitas pasan transicionalmente hacia arriba a areniscas delgadas con estratificación plana. Esta facies no es muy frecuente y aparece junto a los ortoconglomerados más gruesos (macizos) en los afloramientos septentrionales, al norte de la Estancia Corral de Piedra (figuras 1 y 2).

Se interpreta a las diamictitas como depósitos proximales que implican la acumulación caótica en masa de materiales clásticos. Su granulometría gruesa y la pobre madurez textural denotan agentes viscosos de elevada energía en los que estuvo inhibida la posibilidad de movimiento independiente de cada uno de los individuos, y en los que el soporte de los grandes clastos en transporte se debió esencialmente a la cohesión de la matriz, rica en componentes finos. En síntesis, se los interpreta como cenoglomeraditas (Spalletti, 1980, 1986) o debritas (Stow, 1986), del tipo de las originadas por flujos de barro o de detritos subaéreos.

#### **Facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas**

Junto con la subfacies de ortoconglomerados imbricados, conforma uno de los términos litológicos más peculiares de la Formación Paso Flores. Desde el punto de vista textural, se aprecia una característica transición entre los cuerpos de psefitas medianas y finas hasta las sabulitas y areniscas, con la aparición de psamitas y sabulitas conglomerádicas en las que los elementos gruesos (guijas y guijarros) varían desde esporádicos a frecuentes.

Esta facies aparece en cuerpos generalmente lenticulares, con base y techo curvados (cóncavo o convexo), variables entre unos pocos centímetros y algo más de un metro de espesor. Los bancos suelen mostrar estructuras entrecruzadas con neto predominio de capas tangenciales y cóncavas (láminas internas delgadas, menores a 1 cm) sobre las planares que son escasas (foto 2). Resultan también comunes las superficies de delimitación de tercer orden (o de reactivación) y de segundo orden (Cf. Spalletti, 1987) que definen *sets* entrecruzados agrupados. En muchos casos, esta facies porta moldes de troncos retrabajados de unas pocas decenas de centímetros de longitud. Los estratos de sabulitas, psamitas y psamitas conglomerádicas pueden encontrarse como intercalaciones aisladas dentro de conjuntos eminentemente conglomerádicos o bien como agrupamientos de capas (*cosets*) amalgamados, entre los que aparecen de tanto en tanto algunos cuerpos de ortoconglomerados imbricados.

Las sedimentitas descritas se han formado en su gran mayoría por migración y acreción de trenes de megaóndulas tridimensionales o dunas s. str. (Cf. Spalletti, 1986, 1987; Collinson, 1986), dadas la lenticularidad de la estratificación, el tipo de capas entrecruzadas y las superficies de delimitación. Su génesis se atribuye a agentes poco viscosos y competentes (textura arenosa gruesa a conglomerádica) que operaron en el régimen de flujo bajo de mayor energía (Harms *et al.*, 1982). Por su parte, los raros estratos tabulares planares señalan la aparición esporádica de barras transversales bidimensionales del tipo de las ondas de arena, formadas en condiciones de régimen de flujo menor (Harms *et al.*, *op. cit.*).

En esta facies se incluyen psamitas con estratificación plana y psamitas ondulíticas (que definen estratificación interna de microartesas), aunque su aparición es poco frecuente. Estas sedimentitas, de grano más fino, reflejan diversas condiciones de depositación, desde régimen bajo (óndulas y estratificación ondulítica tridimensional) hasta de transición (estratificación plaua). Es-

tos marcados cambios se atribuyen a variaciones importantes en la profundidad de los flujos en el medio fluvial; por ello se las interpreta como acumulaciones del techo de barras generadas durante períodos de abandono por acreción o por estiaje. En este sentido, es frecuente que psamitas y sabulitas delgadas, macizas y granodecrecientes se asocien con niveles pelíticos e incluyan intraclastos de tales materiales.

#### **Facies de areniscas conglomerádicas macizas**

Es una facies muy peculiar, identificada sólo en el perfil de cerro Mariana (3b; figura 2). Consiste en un conjunto de estratos espesos y agrupados de psamitas y sabulitas con guijarros redondeados dispersos (desde escasos a frecuentes) y sin ningún tipo de estructura interna (foto 3). Interestratifican con esporádicos cuerpos delgados (en general de menos de 0,5 m) de ortoconglomerados con base cóncava. En todo su espesor incluyen troncos petrificados transportados, algunos de grandes dimensiones.

Aunque todavía no son bien conocidas las formas de sustratos gravosos en términos de distintas condiciones hidrodinámicas (Cf. Church, 1978), la conspicua estratificación plana de esta facies parece responder a fases de lecho plano de alto régimen de flujo y muy elevada disponibilidad detrítica (Cf. Morison y Hein, 1987). En nuestra opinión se trata de depósitos formados por agentes no canalizados, competentes y moderadamente selectivos, asimilables a crecientes no encauzadas (*sheet floods*) (Steel, 1974) en un sistema fluvial de gran desarrollo (Jones y Rust, 1983) o de terrazas marginales (Hein y Walker, 1982), con ritmo de acreción vertical muy fuerte.

#### **Facies de pelitas epi y piroclásticas**

Son arcilitas, limolitas, chonitas y tobas grises pálidas a verdosas muy claras en estratos delgados, macizos, que alternan entre sí y también con niveles arenosos macizos. Más raramente se presentan como finas intercalaciones



Foto 2: Cuerpo con estratificación entrecruzada de la facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas. Perfil margen oeste del río Limay (Paso Flores).

entre cuerpos psefíticos imbricados. En general las pelitas son poco frecuentes y tienden a concentrarse en determinados tramos de la columna estratigráfica (figura 2). Con todo, resultan de gran importancia pues portan los niveles plantíferos de la Formación Paso Flores. Además de las frondas, en algunos casos muestran bioturbaciones de tipo epichnia, atribuibles a invertebrados. El conjunto de sedimentitas finas es aquí interpretado como material decantado desde suspensiones ácuas o aéreas, o bien formado por corrientes muy débiles.

#### **ASOCIACIONES DE FACIES**

En la Formación Paso Flores es característica la variación vertical o interestratificación de facies. Con excepción del perfil del cerro Mariana 3 b que está constituido casi exclusivamente por la facies de areniscas conglomerádicas macizas (figura 2), las demás secciones relevadas muestran muy conspicuas asociaciones de facies que se de-



Foto 3: Detalle de la facies de areniscas conglomerádicas macizas. Perfil cerro Mariana, margen este del río Limay.

finen por los tipos y proporciones relativas de las facies intervinientes. En nuestro concepto, estas asociaciones son la clave para la interpretación paleoambiental. La utilidad de esta metodología ha sido probada en recientes trabajos por McCabe *et al.* (1987) y Blair (1987). En la unidad estudiada hemos reconocido cinco asociaciones de facies:

#### Asociación I

Compuesta por ortoconglomerados gruesos y diamictitas. Es característica de la región al norte de la Estancia Corral de Piedra, donde aparecen ortoconglomerados macizos, desorganizados y en cuerpos bastante lenticulares potentes que interestratifican con paraconglomerados macizos, desordenados y en capas lentiformes continuas también espesas (figura 2).

Consideramos que esta asociación representa los depósitos más proximales de la cuenca de acumulación triásica superior. Marca alternancias de procesos eminentemente traccionales acaecidos en áreas canalizadas (depositación normal de canales hasta de crecientes encauzadas) y suspensivo-laminares con elevado valor de la relación carga:agua, alta viscosidad y velocidad, atribuibles a movimientos de remoción en masa o a crecientes con desborde de las zonas canalizadas.

La granulometría y el carácter macizo de los cuerpos de roca sugieren áreas de acumulación de considerable gradiente, mientras que la naturaleza de los restos vegetales señala condiciones de clima bastante húmedo. Por ende, la asociación correspondería a los sectores apicales de abanicos aluviales de zonas húmedas, en los que predominó la agradación sedimentaria por acción de corrientes fluviales encauzadas.

#### Asociación II

Es la más frecuente de la formación estudiada y se compone de ortoconglomerados a los que se subordinan niveles de la facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas. En general se aprecia fuerte amalgama-

ción de cuerpos psefíticos de geometría lenticular, granulometría predominantemente mediana y estructura interna imbricada. Las secciones ricas en conglomerados gruesos - como la relevada al oeste de la estancia Corral de Piedra (figura 2)- muestran muy escasas intercalaciones lenticulares psamíticas-sabulíticas o de areniscas conglomerádicas (foto 1).

Por sus características, esta asociación se atribuye a fenómenos de nucleamiento, agradación y migración de barras longitudinales (hasta diagonales) de sistemas fluviales entrelazados (Collinson, 1972; Bluck, 1979, 1980; Dawson y Bryant, 1987), sin descartarse que algunas acumulaciones lenticulares psefíticas puedan paralelizarse con sistemas migratorios de costillas transversales en canales entrelazados (Cf. Koster, 1978a).

El predominio de los términos conglomerádicos permite inferir la preservación de sectores centrales (*bar cores*) de barras gravosas (Bluck, 1976; Mader, 1985) en un sistema fluvial proximal. Las intercalaciones de sabulitas y areniscas entrecruzadas corresponderían a cuñas de arena de los bordes laterales y de sotavento de las barras gravosas (Miall y Gibling, 1978; Mader, *op. cit.*). La asociación permite suponer fenómenos depositacionales asimilables a un abanico húmedo distal (con típica red entrelazada, Collinson, 1986) o ya directamente a un sistema longitudinal abierto ubicado en una región de marcado gradiente e imponentes fluctuaciones en la descarga, pero fuera del ámbito del abanico. En este último sentido, vale destacar que las exposiciones de esta asociación resultan muy similares a las de terrazas y barras de los ríos entrelazados de la región estudiada (Limay, Collón Curá, Caleufu), con la excepción que en las sedimentitas triásicas no se advierten capas frontales entrecruzadas de gran escala en las psefitas, pues seguramente han sido borradas por diagénesis.

#### Asociación III

Es también muy típica de la formación estudiada y representa una transición desde la asociación antes descrita porque está cons-

tituida por los mismos términos litológicos aunque con predominio de las sedimentitas de la facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas. Aquí entonces el patrón general es la amalgamación de cuerpos (*co-sets*) lenticulares entrecruzados entre los que se intercalan algunos estratos lenticulares de ortoconglomerados imbricados así como "lágrimas" (*lags*) psefíticos. Inclusive, los tramos importantes de las columnas estratigráficas que se caracterizan por la participación casi exclusiva de términos psamíticos y sabulíticos entrecruzados (figura 2).

El carácter lenticular de los cuerpos de roca y el desarrollo de las capas entrecruzadas tangenciales y cóncavas sugieren que la asociación se ha formado por agradación vertical de sucesivas barras migratorias tridimensionales o de tipo duna (crestas curvas hasta sinuosas, alto relieve y escasa continuidad lateral) típicas de cursos arenosos entrelazados de gradiente importante (Smith, 1970; Cant y Walker, 1978; Miall, 1978, 1982). Los ortoconglomerados asociados representarían a depósitos de canal y barras longitudinales de poco desarrollo en dicho sistema entrelazado. En comparación con la asociación de facies anterior, se infieren condiciones de acumulación de menor energía, atribuibles a cambios en el gradiente del sistema (menor proximalidad) o a decrecimiento en la descarga, con el consecuente reemplazo del sistema de barras longitudinales gravosas por transversales sábulo-arenosas (Cf. Mader, *op. cit.*; Smith, *op. cit.*). Debe mencionarse que el cambio de uno a otro sistema fluvial ha sido hallado con frecuencia en sucesiones equivalentes a la estudiada (Cf. Brady, 1984; Miall, 1985).

#### Asociación IV

Es poco frecuente y comprende a los términos más finos de depositación fluvial. Consiste en pelitas epi y piroclásticas profusamente interestratificadas con psamitas medianas a gruesas y también con algunas sabulitas macizas y delgadas. Por su estre-



Foto 4: Areniscas finas lajosas con laminación ondulada y laminación horizontal. Perfil del cañadón de Pancho.

cha relación con el resto de las asociaciones de facies, se considera que estos sedimentos finos son acumulaciones del techo o partes altas de barras longitudinales o diagonales emergentes durante el estiaje, o bien islas (y/o terrazas) dentro del sistema entrelazado. Al respecto, términos de grano fino intercalados en secuencias gravosas fueron interpretados por Nadon y Middleton (1985) como depósitos de planicie de inundación de abanico aluvial desarrollado en zona húmeda.

En un ambiente fluvial de considerable energía, el techo de barras, las islas o terrazas son los únicos sectores en los que se admite la acumulación de materiales de grano fino, originados por corrientes de bajo régimen (óndulas tridimensionales hasta suspensiones. Foto 4). A la vez, dichas áreas resultan las más aptas para la colonización por las acumulaciones vegetales (Cf. Williams y Rust, 1969; Bridge *et al.*, 1986).

El bajo potencial de preservación de los términos de grano fino, reflejado por la existencia de intraclastos pelíticos en muchas capas areniscosas y conglomerádicas, es justamente consecuencia de su generación en un medio fluvial dominado por condiciones de alta energía, gran disponibilidad de detritos gruesos y marcada inestabilidad de los cauces por erosionabilidad de las márgenes (Cf. Spalletti, 1975, 1980).

#### Asociación V

Comprende a secciones de grano fino (dominantemente pelíticas, con areniscas



subordinadas) de más de 20 m de potencia y que aparecen en algunas exposiciones de la Formación Paso Flores, como por ejemplo la descrita por González Díaz (1982) en el área de cañadón de Pancho (figura 1). Las pelitas son de tonalidad muy clara, tienen aspecto piroclástico, muestran buen desarrollo de laminación, niveles con óndulas de olas escalonadas y en fase, y laminación convoluta; también se han encontrado bioturbaciones de plano de estratificación y abundantes niveles con frondas fósiles. Las intercalaciones arenosas (entre 2 y 4 m) son lentiformes, bastante continuas, de techo convexo hacia arriba e internamente poseen una muy conspicua gradación inversa, pues pasan de limolita a arenisca fina y por último a arenisca mediana.

Esta asociación corresponde a un ambiente lacustre. Los depósitos de grano fino se han formado en niveles de profundidad variable, algunos por debajo del tren de olas y otros en zona de movimiento orbital. La tonalidad clara de los sedimentos sugiere la ausencia de hipolimnion, es decir que se trata de sistemas lacustres abiertos. Los sedimentos psámíticos parecen corresponder, por su ciclicidad, a barras desarrolladas en las zonas marginales de los cuerpos de agua.

#### **DATOS DE PALEOCORRIENTES**

Fueron obtenidos mediante el análisis de imbricación de guijarros, la orientación de troncos, la dirección de inclinación de capas frontales entrecruzadas y la de ejes de estructuras en artesa. Dada la gran abundancia de rocas psefíticas, el elemento más utilizado fue la fábrica de clastos imbricados. La información obtenida, representada en la figura 2, fue ponderada por cada uno de los niveles estratigráficos y no en forma grupal, pues con esta tarea se pretendió definir la intensidad de los cambios en los vectores de paleocorrientes, tanto en sentido regional como vertical.

En forma general, los datos muestran bastante consistencia, con direcciones de transporte globales desde el este hacia el oeste.

En algunos perfiles es marcado el predominio de algunos vectores hacia el noroeste (Ranquel Huao, Paso Flores, cerro Mariana, figura 2), mientras que en otros hay participación pareja de datos hacia el noroeste y sudoeste (sur cerro Mariana, cañadón de Pancho). Además, en la sección de las inmediaciones de la estancia Corral de Piedra hay diversidad marcada en las paleocorrientes, con orientaciones al noroeste, sudoeste y sudeste.

Los resultados permiten deducir que las áreas de aporte más importantes se ubicaban -en sentido amplio- hacia el este de la cuenca de depositación. Las paleopendientes se habrían mantenido en casi todos los sectores estudiados con inclinación general al oeste, aunque en la región de Corral de Piedra puede pensarse en áreas de suministro emplazadas tanto al este como al norte y noroeste.

La relación paleocorrientes : asociaciones de facies sugiere que el eje del sistema fluvial (gravoso-arenoso) entrelazado tenía orientación al noroeste; en cambio, los vectores desde el norte podrían asignarse a las redes de los abanicos aluviales, transversales al eje de la cuenca. Por otra parte, en la gran mayoría de las secciones, la variación entre los datos individuales de paleocorrientes no es muy marcada, máxima del orden de 90° a 100° y generalmente mucho menor. Este hecho tiende a confirmar el bajo grado de sinuosidad de los cursos fluviales (Miall, 1976, 1977; Casshyap y Kumar, 1987), coherente con un sistema multicanal entrelazado.

#### **RELACIONES AREALES Y VERTICALES EN LAS ASOCIACIONES DE FACIES**

Como las asociaciones de facies representan fenómenos de depositación bajo diferentes condiciones, si se analizan sus proporciones relativas (basadas en espesores) se puede obtener un panorama regional y avanzar en la formulación de un modelo deposicional para la Formación Paso Flores.

**Cuadro I: Distribución porcentual de las asociaciones de facies de la Formación Paso Flores.**

	SECTOR NORESTE		SECTOR NOROESTE	SECTOR SUDESTE			SECTOR SUOESTE
	Corral de Piedra N	Corral de Piedra O	Cañadón de Pancho	Cerro Mariana	Sur Cerro Mariana	Paso Flores	Lomas y Cañadón de Ranquel Huao
Asociación I	92%	88%	-	-	-	-	-
Asociación II	8%	12%	20%	65%	50%	25%	50%
Asociación III	-	-	55%	33%	45%	58%	30%
Asociación IV	-	-	5%	2%	5%	9%	20%
Asociación V	-	-	20%	-	-	10%	-

En el sector norte (figura 2, cuadro I) hay predominio de la asociación I, de conglomerados gruesos y diamictitas, a la que se subordina la asociación II. También prevalecen asociaciones de carácter grueso en el sector sudeste. En cambio, hacia el oeste abundan los depósitos arenosos de la asociación III y se produce incremento en la participación de facies de grano fino (asociaciones IV y V). De este modo, en los perfiles ubicados al oeste se infieren las condiciones de menor energía, como neta abundancia de asociación III y de asociaciones lacustres en el área de cañadón de Pancho, e incremento progresivo de facies fluviales finas (asociación IV) en Ranquel Huao (cuadro 1). Estas tendencias son muy coincidentes con los datos de paleocorrientes que sugieren la localización de las áreas de aporte en las mismas direcciones en que son más frecuentes las asociaciones de facies formadas bajo la influencia de gradientes fluviales elevados, es decir hacia los sectores septentrional y oriental de la cuenca de depositación.

El análisis del ordenamiento vertical de las asociaciones de facies muestra algunas tendencias. Especialmente en las secciones de mayor espesor (cerro Mariana, sur cerro Mariana, Paso Flores, Ranquel Huao) se han encontrado dos tendencias en el arreglo secuencial (figura 2): a) marcada recurrencia vertical, en particular con pasajes mutuos entre las asociaciones II (conglomerádica) y III (areniscosa), y b) tendencia granodecreciente especialmente hacia el tope de la Formación Paso Flores, con dominio de asociaciones III y IV sobre la asociación II.

## MODELO CONCEPTUAL DE DEPOSITACION

La mayor parte de la secuencia de la Formación Paso Flores ha sido depositada en sistemas fluviales comparables a los modelos de ríos entrelazados tipo Scott y Donjek proximal (Miall, 1978, 1982) o del río Oro en nuestro país (Spalletti, 1975), por lo que sus facies y asociaciones adquieren un significado ambiental muy similar al que establecieron en formaciones antiguas Miall y Gibling (1978), Rust (1978), Mader (1985) y Nadon y Middleton (1985). En la unidad estudiada dominan las acumulaciones gravosas imbricadas y macizas (facies Gm, Miall, *op. cit.*), tal como ocurre en los modelos Scott y Donjek. Además se dan bruscos pasajes verticales entre facies que implican marcadas variaciones granulométricas. En ese sentido, Boothroyd (1972) demostró que ésta es una peculiaridad de los sistemas entrelazados de alta energía en los que ocurren importantes cambios de competencia y descarga.

Los rasgos intrínsecos de las facies y de las secuencias permiten inferir un modelo de abanico proximal a abanico distal asociado a un importante sistema fluvial abierto (planicie entrelazada según Rust, 1979, y Kingsley, 1987) con nivel de base en un sistema lacustre, desarrollados en una región de clima húmedo. En los sectores de alto gradiente se produjo la acumulación detrítica gruesa en barras laminares por acción de crecientes y por flujos de detritos. En los de mediano gradiente es principalmente el resultado de la acreción y progradación de barras longitudinales y diagonales gravosas,

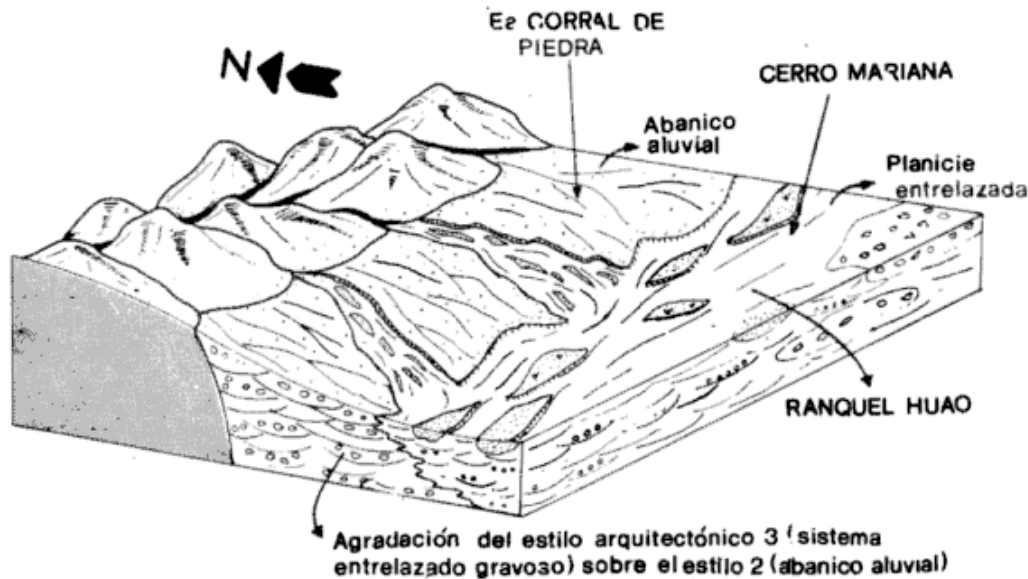


Figura 3: Modelo conceptual de deposición para la Formación Paso Flores.

mientras que pendiente abajo predominan clásticos debidos a la migración y acreción de barras transversales tridimensionales. En el sector distal del sistema deposicional la sedimentación fue de naturaleza lacustre.

Los datos de paleocorrientes inducen a suponer que en el sistema de abanico aluvial (representado esencialmente por la asociación de facies I que se ubica en el sector norte de la cuenca) la dirección principal de transporte era hacia el sur. En cambio, las asociaciones de planicie entrelazada gravosa (asociación II) a arenosa (asociación III) respondían a un sistema orientado, en general de sudeste a noroeste, sugiriendo que era ésa la pendiente regional de la cuenca. Esta información, junto con la distribución regional de asociaciones de facies, llevan a sugerir un "modelo" o diseño de relleno (sistema deposicional) de abanico transversal proximal asociado con planicie entrelazada longitudinal y nivel de base lacustre, *T fan-L braid plain-lake* de acuerdo a la propuesta de Miall (1981).

Asimismo, para los términos fluviales de la Formación Paso Flores puede invocarse un modelo conceptual intermedio entre los estilos arquitectónicos 2 (abanicos aluviales

con escasos fujos de detritos) y 3 (grandes sistemas fluviales gravosos) de Miall (1985). Ambos están caracterizados por redes multicanal de baja sinuosidad. Debe agregarse que los cambios areales y verticales en la unidad estudiada inducen a pensar en un estilo arquitectónico de mezcla, con dominio del estilo 2 en las zonas cercanas al borde de cuenca y en los términos más antiguos, y del estilo 3 en las áreas más distales y en las porciones cuspidales de las sucesiones (figura 3).

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte del proyecto de investigación y desarrollo 3904502 del CONICET. Los autores desean expresar su reconocimiento al revisor del manuscrito, Dr. Gustavo González Bonorino, por las importantes sugerencias formuladas.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ARRONDO, O. G., A. E. ARTABE, E. M. MOREL y B. PETRIELLA, 1984. Floras fósiles mesozoicas. IXº Congr. Geol. Arg., Relatorio, Geol. Rec. Nat. Pcia. Río Negro, II-1: 367-372.

- BLAIR, T. C., 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial and lacustrine rift basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous. Todos los Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Jour. Sed. Petrol.*, 57 (5): 845-862.
- BLUCK, B. J., 1976. Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 69: 425-456.
- \_\_\_\_\_, 1979. Structure of coarse grained braided stream alluvium. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 70: 181-221.
- \_\_\_\_\_, 1980. Structure, generation and preservation of upward fining braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 71: 29-46.
- BONETTI, M. I. R. y R. HERBST, 1964. Dos especies de *Dictyophyllum* del Triásico de Paso Flores, provincia de Neuquén. *Argentina. Ameghiniana* III, 9: 273-278.
- BRADY, R. H., 1984. Neogene stratigraphy of the Awatatz Mountains between the Garlock and Death Valley fault zones, southern Death Valley, California: implications as to Late Cenozoic tectonism. *Sedim. Geol.*, 38: 127-158.
- BRIDGE, J. S., N. D. SMITH, F. TRENT, S. L. GABEL y P. BERNSTEIN, 1986. Sedimentology and morphology of a low-sinuosity river: Calamus River, Nebraska Sand Hills. *Sedimentology*, 33: 851-870.
- CANT, D. J. y R. G. WALKER, 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25: 625-648.
- CASSYAP, S. M. y A. KUMAR, 1987. Fluvial architecture of the Upper Permian Ranganj Coal Measure in the Damodar Basin, Eastern India. *Sedim. Geol.*, 51: 181-213.
- COLLINSON, J. D., 1972. The Rode o Conglomerate of Inner Scoreby Sund and the Carboniferous (?) and Permian rocks west of the Schuchert fiod. *Gronlands Geol. Undersogelse, Bull.*, 102: 1-48.
- \_\_\_\_\_, 1986. Alluvial sediments. En Reading, H. G. (Ed.) *Sedimentary environments and facies*. (2nd. Ed.) Blackwell Sci. Publ.: 20-62, Oxford.
- CHURCH, M., 1978. Paleohydrological reconstructions from a Holocene valley fill. En Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 743-772.
- DAVIES, I. C. y R. G. WALKER, 1974. Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician. Gaspé, Quebec. *Jour. Sed. Petrol.*, 44 (4): 1200-1216.
- DAWSON, M. R. e I. D. BRYANT, 1987. Three dimensional facies geometry in Pleistocene outwash sediments. Worcestershire, U.K. En Ethridge, F. G.; Flores, R. M. y Harvey, M. D. (Eds.). *Recent developments in fluvial sedimentology*. *SEPM, Spec. Publ.*, 39: 191-196.
- ERIKSSON, K. A., 1978. Alluvial and destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland. En Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 297-311.
- FOSSA MANCINI, E., 1937. La formación continental de Paso Flores en el río Limay. *Mus. La Plata, Notas, II, Geol.*, 3, La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1937. La flórua jurásica de Paso Flores en el Neuquén, con referencia a la de Piedra Pintada y otras floras jurásicas argentinas. *Mus. La Plata, Rev. Nva. Ser.*, I, Paleont., 3, La Plata.
- GALLI, C. A., 1969. Descripción geológica de la hoja 38c, Piedra del Aguila, provincias de Neuquén y de Río Negro. *Dir. Nac. Geol. Min., Bol.*, 111: 1-67, Buenos Aires.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (3): 184-202, Buenos Aires.
- GONZALEZ DIAZ, E. F., 1982. Sedimentitas del Triásico superior continental en el valle del río Collón Cura, entre los arroyos Quemquemtreu y Caleufu, provincia de Neuquén. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (2): 214-220, Buenos Aires.
- HARMS, J. C., J. B. SOUTHARD, D. R. SPEARING y R. G. WALKER, 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Short Course 2, Lecture Notes, SEPM*: 1-161, Dallas.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y R. G. WALKER, 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Short Course 9, Lecture Notes, SEPM*, Calgary.
- HEIN, F. J., 1984. Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: A comparison of two case studies. En Koster, E. y Steel, R. J. (Eds.). *Sedimentology of gravels and conglomerates*. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 10: 33-49.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ y R. G. WALKER, 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enrage Formation, Québec, Canadá: Conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology* 29 (3): 309-329.
- JONES, B. G. y B. R. RUST, 1983. Massive sandstone facies in the Hawkesbury Sandstone, a Triassic fluvial deposit near Sydney, Australia. *Jour. Sed. Petrol.*, 53 (4): 1249-1259.
- KINGSLEY, C. S., 1987. Facies changes from fluvial conglomerate to braided sandstone of the Early Proterozoic El Dorado Formation, Welkom Goldfield, South Africa. En Ethridge, F. G.; Flores, R. M. y Harvey, M. D. (Eds.). *Recent Development in fluvial sedimentology*. *SEPM Spec. Publ.*, 39: 359-370.
- KOSTER, E. H., 1978a. Transverse ribs: their characteristics, origin and paleohydraulic significance. En Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5: 161-186.
- \_\_\_\_\_, 1978b. A flume study of fluvial gravel fabric (Abs.). En Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5: 853.
- LAPIDO, O. R., A. LIZUAIN y E. NUÑEZ, 1984. La cobertura sedimentaria mesozoica. IXº Congr. Geol. Arg., Relatorio, Geol. Rec. Nat. Pcia. Río Negro, I-6: 139-162.
- LOWE, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, 52: 279-297.

- MADER, D., 1985. Fluvial conglomerates in continental red beds of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Eifel (F.R.G.) and their paleoenvironmental, paleogeographical, and paleotectonic significance. *Sed. Geol.* 44: 1-64.
- McCABE, A. M., G. F. DARDIS y P. A. HANVEY, 1987. Sedimentation at a Late Pleistocene ice-lobe terminating in shallow marine environments, Dundalk Bay, eastern Ireland. *Sedimentology*, 34 (3): 473-493.
- MIALL, A. D., 1976. Paleocurrent and paleohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit. Banks Island, Arctic Canada. *Sedimentology*, 23: 459-484.
- \_\_\_\_\_, 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13: 1-62.
- \_\_\_\_\_, 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. En Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5: 597-604.
- \_\_\_\_\_, 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. En Miall, A. D. (Ed.). *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., 23: 1-33.
- \_\_\_\_\_, 1982. Analysis of fluvial depositional systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Fall Educ. Conf., Educ. Course Note Ser.*, 20: 1-75.
- \_\_\_\_\_, 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22 (4): 261-308.
- \_\_\_\_\_, y M. R. GIBLING, 1978. The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications. *Sed. Geol.*, 21: 85-127.
- MORISON, S. R. y F. J. HEIN, 1987. Sedimentology of the White channel gravels, Klondike Area, Yukon Territory: Fluvial deposits of a confined valley. En Ethridge, F. G.; Flores, R. M. y Harvey, M. D., (Eds.). *Recent development in fluvial sedimentology*. SEPM, Spec. Publ., 39: 205-216.
- NULLO, F. E., 1979. Descripción geológica de la hoja 39c, Paso Flores. Provincia de Río Negro. *Serv. Geol. Nac., Bol.*, 167, 1-70, Buenos Aires.
- RUST, B. R., 1978. Depositional models for braided alluvium. En Miall, A. D. (Ed.). *Fluvial sedimentology*. Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem., 5: 605-625.
- \_\_\_\_\_, 1979. Coarse alluvial deposits. En Walker, R. G. (Ed.). *Facies models*. Geoscience Canada Reprint Ser., 1: 9-21.
- SMITH, G. A., 1986. Coarse-grained non-marine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97: 1-10.
- SMITH, N. D., 1970. The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2993-3014.
- SPALLETTI, L., 1975. Estudio del glaciar septentrional del monte San Lorenzo y del río del Oro (provincia de Santa Cruz). I: Aspectos generales. *Geomorfología*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (1): 17-43.
- \_\_\_\_\_, 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asoc. Geol. Arg., Ser. B., Didact. Compl.*, 8: 1-175, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1986. Nociones sobre transporte y deposición de sedimentos clásticos. *Mus. La Plata, Rev., Ser. Técn. Didact.*, 13: 1-102, La Plata.
- \_\_\_\_\_, 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluídos en sustratos incoherentes. *Mus. La Plata, Rev., (Nva. Ser.)*, Sec. Geol., X: 19-69, La Plata.
- STEEL, R. J., 1974. New Red Sandstone flood plain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province, Scotland. *Jour. Sed. Petrol.*, 44 (2): 336-357.
- STIPANICIC, P. N., 1957. El Complejo Porfirítico de la Patagonia extraandina y su fauna de anuros. *Acta Geol. Lilloana*, 1: 185-297, Tucumán.
- \_\_\_\_\_, y E. J. METHOL, Comarca Norpatagónica. En Turner, J. C. M. (Ed.). *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, V. II: 1071-1097, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, F. RODRIGO, O. L. BAULIES y C. G. MARTINEZ, 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIII (2): 67-98.
- STOW, D. A. V., 1986. Deep clastic seas. En Reading, H. G. (Ed.). *Sedimentary environments and facies* (2nd. Ed.). Blackwell Sci. Publ.: 399-444, Oxford.
- WALKER, R. G., 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 737-748.
- WILLIAMS, P. F. y B. R. RUST, 1969. The sedimentology of a braided river. *Jour. Sed. Petrol.*, 39: 649-679.

Recibido: 26 de mayo, 1988

Aceptado: 1 de noviembre, 1989

**LUIS A. SPALLETTI**

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
CONICET

**OSCAR G. ARRONDO  
EDUARDO MOREL**

Universidad Nacional de La Plata  
Comisión de Investigaciones Científicas,  
Provincia de Buenos Aires

**DANIEL GANUZA**

Universidad Nacional de La Plata  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

## PRIMER HALLAZGO DE TRILOBITES DEL CAMBRICO INFERIOR EN LA PROVINCIA DE LA RIOJA (PRECORDILLERA SEPTENTRIONAL)

Norberto E. Vaccari

### INTRODUCCION

El motivo de esta nota es dar a conocer la presencia del Cámbrico inferior en la provincia de La Rioja. El área en estudio se halla ubicada en la quebrada de La Angostura (norte del Cerro Urcuschum) al oeste de la localidad de Guandacol (figura 1).

La unidad portadora de la fauna está constituida por sedimentitas carbonáticas y clásticas subordinadas, de rumbo submeridional y buzamiento al oeste, la cual se apoya sobre una espesa secuencia evaporítica, actualmente en estudio, no siendo clara su relación estratigráfica con otras unidades carbonáticas.

Un estudio facial detallado de esta secuencia fue realizado por Cañas (1988) quien concluye que estas rocas fueron depositadas en un ambiente de plataforma perimareal.

Los fósiles se hallan formando coquinas, constituidas por restos fragmentarios de trilobites y braquiópodos, intercaladas con bancos oolíticos. La especie descrita está asociada a una rica fauna de otros olenelidos y ptychoparidos cuyo estudio taxonómico se encuentra avanzado.

### ANTECEDENTES

Con el hallazgo de *Fremontella inopinata* Borrello (1963) en la Sierra de Villicum que-

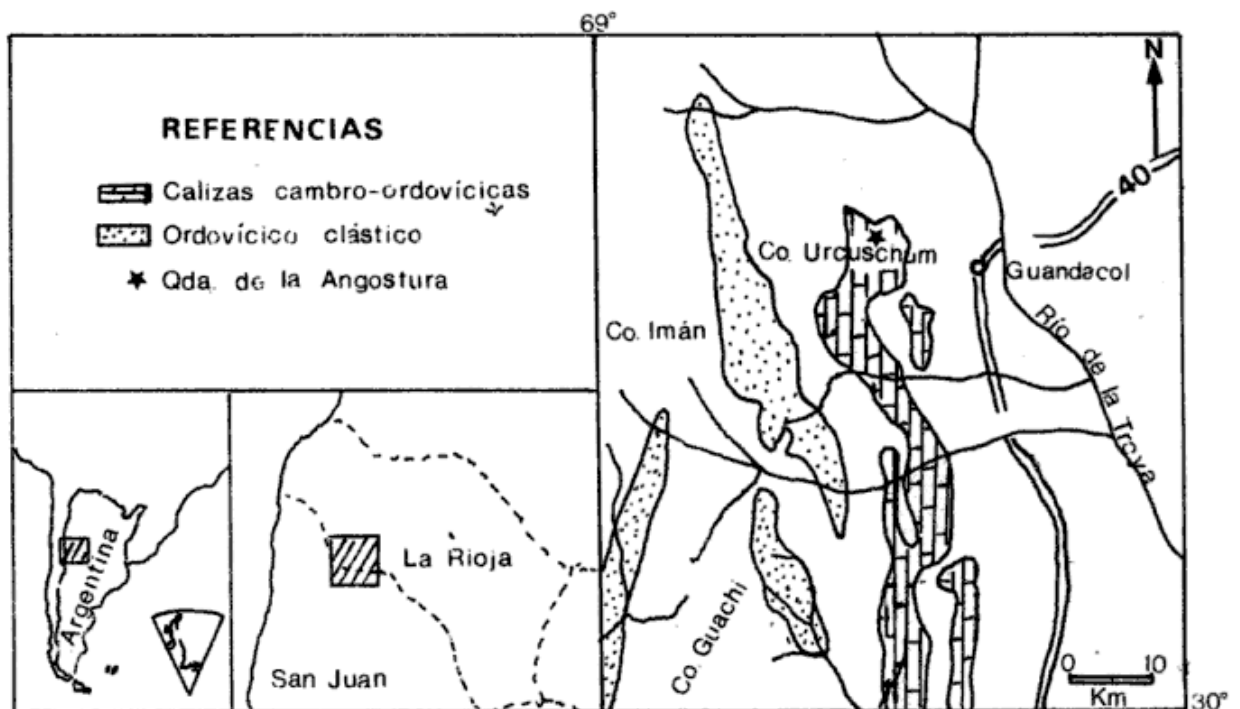


Figura 1: Mapa de ubicación.

da establecida la presencia del Cámbrico inferior en la Precordillera de San Juan. Más tarde, Bordonaro (1978, 1980, 1982) amplía el conocimiento de estas rocas. Recientemente Bordonaro (1986) describe e ilustra una nueva especie de *Olenellus* restringiendo a la parte más alta de la Zona de *Bonnia-Olenellus* (según Fritz, 1972) al Cámbrico inferior representado en la Formación La Laja. Recientemente se comprobó la edad eocámbrica de las calizas expuestas en la Sierra de los Túneles, al este de Rodeo (Vaccari, 1987, inéd.).

### DESCRIPCION SISTEMATICA

Orden Redlichiida Richter, 1933  
Suborden Olenellina Resser, 1938  
Familia Olenellidae Vogdes, 1893  
Subfamilia Olenellinae Vogdes, 1893  
Género *Olenellus* Billings, 1861

**Especie tipo:** *Olenellus thompsoni* Hall, 1859.

*Olenellus megafrontalis* n. sp.  
(Lámina I, figuras 1 a 6).

**Material:** numerosos céfalos, material ilustrado CEGH-UNC 297-302.

**Procedencia:** quebrada de La Angostura, nivel 1 (sección A).

**Derivación del nombre:** hace referencia al tamaño del lóbulo frontal.

### Descripción

Céfalo semicircular visto en planta, algo más largo que la mitad del ancho, moderadamente convexo, aumentando notablemente su convexidad en la región del lóbulo frontal. Glabela delimitada por surcos axiales que se estrechan a partir del surco occipital y hasta el surco 1p, luego se expanden moderadamente hasta la altura del surco glabellar 2p; de aquí tuerce fuertemente hasta interceptar el margen interno del ojo, enangostándose rápidamente hacia la base del

lóbulo frontal. Lóbulo frontal prominente, casi elíptico en vista dorsal, alto, fuertemente pendiente hasta alcanzar el surco del borde anterior. Tres pares de surcos glabellares laterales que cruzan la línea media: 1p profundo, inclinado moderadamente hacia atrás, se someriza progresivamente desde el surco axial hacia el centro; 2p transverso, corto, no alcanza el surco axial; 3p subparalelo al anterior, inclinado ligeramente hacia atrás. Lóbulo glabellar 1L de ancho uniforme, en forma de "V" abierta; 2L subtriangular, más corto que el anterior; 3L trapezoidal; los lóbulos glabellares posteriores pueden o no presentar un nodo en la línea media. Surco occipital paralelo al surco posterior de la glabela. Anillo occipital de ancho uniforme, curvado hacia atrás, espina occipital corta. Lóbulo ocular largo, fuertemente arqueado hacia atrás, terminado a la altura de la mitad del lóbulo glabellar 1L; área interocular con dos abombamientos suaves. Genas moderadamente convexas. Surcos anterior y lateral someros, bordes adyacentes de ancho uniforme y moderadamente convexos. Borde posterior recto, dirigido hacia afuera y algo hacia atrás, con una pequeña espina metagenal ubicada a 4/5 de la mitad del ancho cefálico posterior; luego el borde posterior tuerce suavemente hacia adelante hasta alcanzar la espina genal. Espina genal muy corta. Ornamentación de gránulos en la glabela y venación en las genas.

### Discusión

Los especímenes estudiados son asignados al género *Olenellus* por el plan general de surcos glabellares, lóbulo frontal redondeado, bordes anterior y lateral de ancho similar y presencia de espina metagenal.

La especie más afín es *O. altifrontatus* (Fritz, 1972), si bien difiere de ésta por tener el lóbulo frontal elíptico visto en planta, surco 1p fuertemente dirigido hacia atrás y en la ubicación más distal de la espina metagenal.

Otra especie similar es *O. euryparia* (Palmer y Halley, 1979), pero se diferencia por

tener ojos de mayor tamaño y en la posición de la espina genal. Difiere de *O. zondaensis* Bordonaro (1986) en la forma general de la glabela, en el lóbulo frontal prominente y en la convexidad del céfalo.

**Variación intrapoblacional de *Olenellus megafrontalis* n. sp.**

En vista de la asociación de ejemplares que poseen características diagnósticas similares pero que manifiestan ciertas variaciones, se ha confeccionado el cuadro I. Todos los ejemplares medidos corresponden a holaspis, y en este estadio es donde se han observado variaciones debidas al crecimiento alométrico en los caracteres cefálicos. Sobre la base de los datos del Cuadro I se han determinado tres intervalos de tamaño en la longitud de la glabela, donde los individuos presentan similitud de caracteres. Los intervalos son: (a) entre 3 y 4 mm. Se caracteri-

zan por tener un céfalo de contorno semi-elíptico, lóbulo frontal pequeño, campo preglabellar amplio, áreas interoculares bien desarrolladas con tres tubérculos prominentes, tubérculos en la línea media de la glabela, borde posterior dirigido hacia afuera y atrás, espina metagenal pequeña; (b) entre 4 y 6 mm. Céfalo de contorno semicircular, lóbulo frontal mediano, campo preglabellar estrecho, áreas interoculares más estrechas con dos pequeños tubérculos, borde posterior dirigido hacia afuera y suavemente hacia atrás, espina metagenal pequeña; (c) más de 6 milímetros. Céfalo de contorno semicircular, con leve cambio de la curvatura a la altura del surco 3p, lóbulo frontal prominente, campo preglabellar inexistente, ojos más cortos, área interocular sin tubérculos, borde posterior dirigido hacia afuera y levemente hacia adelante, espina metagenal obsoleta.

Como puede apreciarse, el estudio de un número elevado de ejemplares revela la gran variabilidad en los caracteres del estadio holaspis en la nueva especie, lo cual es muy común entre los olenellidos (Palmer y Halley, 1979). Debido a la plasticidad morfológica intrapoblacional de las especies del género, la determinación taxonómica debe realizarse por medio de asociaciones y sobre un conjunto de caracteres diagnósticos.

**Cuadro I. Variaciones morfológicas del céfalo de *Olenellus megafrontalis* n. sp.**

L.G.	L.G./L.C.	lob.fr.	tub.G.	tub.ioc.
3	0.75	E	PPP	PPP
3	-	E	PPP	PPP
3.3	0.73	E	PPP	PPP
3.5	0.78	E	MMM	PME
3.5	0.72	E	PPM	PP
4	0.73	E	E	PME
4.2	0.84	E	EEE	EE
4.8	0.82	M	EEE	EE
4.9	0.81	M	EEE	MM
5	0.91	M	EEE	EE
5.3	0.81	M	M	-
5.4	0.83	P	EEE	EE
5.5	0.84	M	MMM	PM
5.6	0.86	M	PME	EE
5.7	0.85	M	ME	E
5.9	-	M	E	E
6	0.92	M	O	E
8.4	0.87	P	E	EE
9.8	0.86	P	ME	-
10	0.89	P	O	O
11	0.91	P	MMM	O
11	-	P	O	O
11.5	-	P	O	O
13.4	-	P	-	O
15.5	0.96	P	-	-
16.2	0.95	P	MMM	O

L.G.: longitud de la glabela; L.C.: longitud del céfalo; lob.fr.: lóbulos frontales; tub.G.: tubérculos glabellares; tub.ioc.: tubérculos interoculares; O: sin tubérculos; E: pequeños; M: medianos; P: prominentes.

**CONCLUSIONES**

La forma descripta permite referir la unidad estudiada al Cámbrico inferior (Zona de *Bonnia-Olenellus*, sensu Fritz, 1972).

El hallazgo de olenellidos al oeste de Guadacol (La Rioja) comprueba la existencia en el extremo norte de la Precordillera de unidades estratigráficas de edad equivalente a las que afloran en la sierra de Zonda y en la sierra de Villicum, al rededor de 200 km al sur.

**AGRADECIMIENTOS**

Quiero dejar constancia de mi agradecimiento al Dr. Juan L. Benedetto y a la Dra.



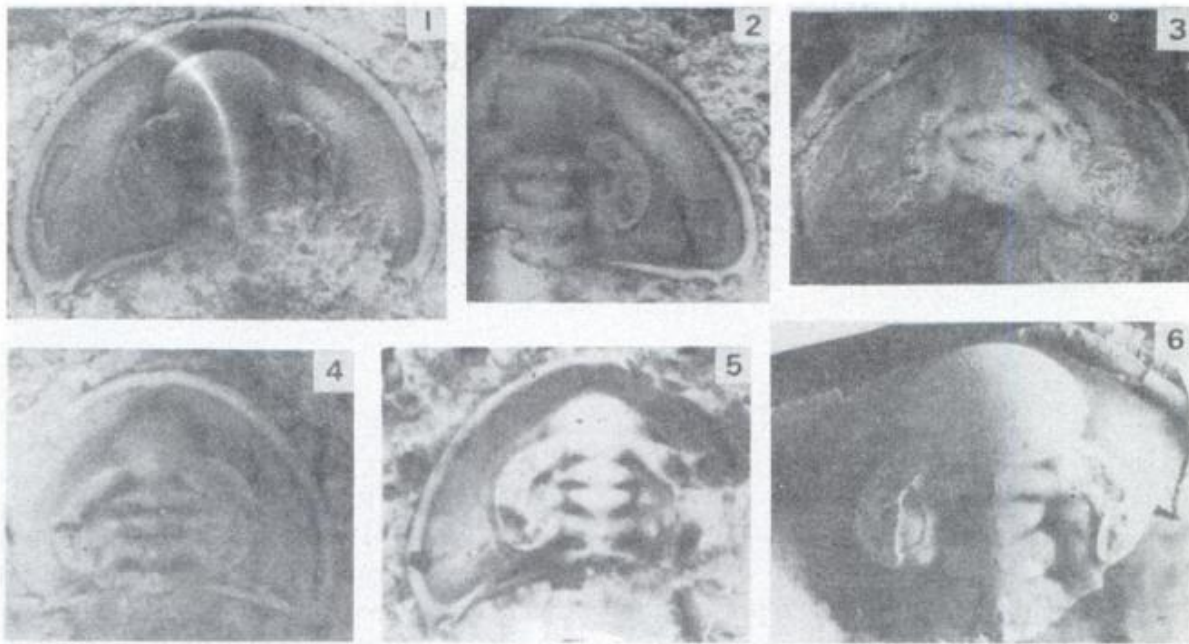


Lámina I. Figuras 1-6. *Olenellus megafrontalis* n. sp., vistas dorsales del céfalo. 1) Holotipo, CEGH-UNC 297 (x 4,3); 2) paratipo, CEGH-UNC 298 (x 2,8); 3) paratipo, CEGH-UNC 299 (x 2); 4) paratipo, CEGH-UNC 300 (x 2); 5) paratipo, CEGH-UNC 302 (x 3,9). La sigla corresponde a la Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad Nacional de Córdoba, donde se halla depositado el material.

Teresa Sánchez por la lectura crítica del manuscrito e ideas oportunamente sugeridas, y el reconocimiento al Consejo de Investigaciones Científicas de la Universidad Nacional de Córdoba (CICYT) que apoyó la realización de este estudio.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BORDONARO, O., 1978. Sobre la presencia de la Zona de Antagmus-Onchocephalus del Cámbrico inferior en la Qda. de Zonda, San Juan. *Acta Geol. Lilloana*, Supl. 14: 1-3.
- \_\_\_\_\_, 1980. El Cámbrico de la Quebrada de Zonda, provincia de San Juan. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXV (1): 29-40.
- \_\_\_\_\_, 1984. El Cámbrico inferior de la Sierra de Villicúm, San Juan. III<sup>o</sup> Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 7-11.
- \_\_\_\_\_, 1986. Bioestratigrafía del Cámbrico inferior de San Juan. IV<sup>o</sup> Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., Actas, I: 19-28.
- BORRELLO, A. V., 1963. *Fremontella inopinata* nov. sp. del Cámbrico de la Argentina. *Ameghiniana*, III (2): 51-55.

- CAÑAS, F., 1988. Facies perimareales del Cámbrico inferior del área de Guandacol (La Rioja). II Reun. Arg. Sedim. (en prensa).
- FRITZ, W., 1972. Lower Cambrian trilobites from the Sekwi Formation type section, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada. *Geol. Surv. Canada, Bull.*, 212: 1-58.
- PALMER, A. y R. HALLEY, 1979. Physical stratigraphy and trilobite biostratigraphy of the Carrara Formation in the southern Great Basin. *Geol. Surv., Prof. Paper*, 1047, 131 pp., 16 pl.
- VACCARI, N., 1987. Perfil geológico a lo largo del río Jáchal al oeste de la Qda. Caracol (Sierra de los Túneles), Depto. Jáchal, provincia de San Juan. Trabajo Final, Depto. Geol. Básica, Fac. Cs. Ex., Fís. y Nat., Univ. Nac. Córdoba (inédito).

Recibido: 31 de mayo, 1988  
Aceptado: 15 de agosto, 1989

**NORBERTO E. VACCARI**

CONICET  
Dpto. Geología Básica  
Fac. Cs. Exactas, Físicas y Naturales  
Universidad Nacional de Córdoba  
Av. Vélez Sársfield 299  
5000 Córdoba

## NUEVAS PRECISIONES ACERCA DE LA EDAD DE ALGUNAS FASES DIASTROFICAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR ARGENTINO

C. Limarino, S. Césari y R. Page

### INTRODUCCION

En los últimos años han sido presentados algunos esquemas tendientes a explicar la cronología de la actividad diastrófica del Paleozoico superior argentino (Moya y Salfity, 1982; Caminos, 1985; Azcuy y Caminos, 1987 a y b) Dichas propuestas han contribuido al mayor conocimiento de la historia tectónica del llamado ciclo Gondwánico (o Precordilleránico) y han simplificado un tanto la compleja terminología existente. Sin embargo, nuevos estudios desarrollados en unidades neopaleozoicas, permiten realizar algunas correcciones a los esquemas propuestos, especialmente en lo referente a la correlación de fases cuya equivalencia cronológica es puesta en duda en este trabajo. En particular, dos aspectos son motivo de la presente contribución: 1) la edad y significado estratigráfico de la Fase Malimán, y 2) la edad de la Fase Amanai y su relación con la Fase San Rafael.

La primera de las fases nombradas ha sido estudiada en su área tipo, la Quebrada de La Cortadera en el noroeste de la provincia de San Juan, y la Fase Amanai en los alrededores del poblado de Amaná y en otras localidades de las Sierras Pampeanas, Precordillera y Sistema del Famatina.

### FASE MALIMAN

La existencia de movimientos intracarboníferos señalados entre otros por Po-

lansky (1970) y Furque (1972), fue confirmada por Scalabrini Ortiz (1973) y llevó a Aceñolaza y Toselli (1980) a definir la existencia de la Fase Malimán. Estos movimientos serían los responsables de la discordancia erosiva observada en el sector austral de la Cuenca del Río Blanco que separa a las Formaciones Malimán y Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1973). Es esta, hasta el momento, la única evidencia concreta de la Fase, aunque algunos autores la han señalado en otros sectores del oeste argentino. Por ejemplo, una relación discordante ha sido citada para la Formación Del Ratón y el Grupo San Eduardo (área de Barreal-Calingasta) la que fue referida a la Fase Malimán (Azcuy, 1985). Sin embargo, y sin excluir que pudieran haber ocurrido movimientos entre la depositación de estas dos unidades, es importante destacar que la base del Grupo San Eduardo nunca fue observada y que la relación discordante fue sólo supuesta.

En los últimos años y como resultado de los trabajos de Azcuy y Caminos (*op. cit.*), esta fase diastrófica fue referida al Carbonífero medio. La edad en cuestión permitiría suponer que los movimientos de la Fase Malimán fueron los responsables del inicio de la sedimentación neopaleozoica en la Cuenca Paganzo (véase Azcuy y Caminos, 1987b, fig. 5); ampliando por lo tanto considerablemente su distribución regional e importancia paleogeográfica. En este sentido se presentan aquí nuevos datos sobre la edad de la Fase Malimán, los que permiten acotar con mayor precisión el evento consi-

derado y llevan a reflexionar sobre su verdadera importancia regional.

Originalmente la edad de la Fase podía ser aproximadamente ubicada teniendo en cuenta la edad carbonífera temprana señalada para la Formación Malimán (ver Scalabrini Ortiz, 1973), y la antigüedad carbonífera media a tardía atribuida a la Formación Cortaderas. La ubicación en el Carbonífero inferior de la Formación Malimán parece ser indiscutida por la presencia del goniátido *Protocanites* en sus sedimentitas (Antelo, 1969), unida a la existencia de restos vegetales referidos a la zona *Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* (Sessa-rego y Césari, 1986).

En cuanto a la edad de la Formación Cortaderas fue sugerida inicialmente por Scalabrini Ortiz (1970), como carbonífera tardía. Posteriormente Archangelsky y Arrondo (1971) atribuyeron con dudas a la unidad, ejemplares de *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky y *Botrychiopsis weisiana* (Kurtz) Archangelsky y Arrondo. En realidad, el material depositado, junto con otro estudiado por Frenguelli (1954), en la colección del Museo de La Plata no posee referencias a su procedencia estratigráfica.

Es así, que durante largo tiempo la edad de la Formación Cortaderas no fue reexaminada. Recientemente, Azcuy *et al.* (1987b) comunican la presencia de la Zona *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum* en la unidad, sobre la base de ejemplares sumamente fragmentarios recolectados por Machado (1987), en una quebrada al sur de la de Chavela.

Colecciones efectuadas para este trabajo en la quebrada de La Cortadera (localidad tipo), han permitido certificar la presencia de *Rhodea* sp. y probablemente *Nothorhacopteris* sp. en niveles ubicados inmediatamente por encima de la discordancia. El primer taxón es un elemento conspicuo en unidades del Carbonífero inferior y no ha sido hasta el momento encontrado en ninguna de las asociaciones ampliamente distribuidas de la Zona NBG. En opinión de los autores, la flora presente en la Formación Cortaderas no constituye una típica asociación refe-

rible a la biozona NBG aunque quizás contenga alguno de sus elementos.

De particular importancia resulta la asociación palinológica recolectada a los fines de este trabajo, la que corresponde a los términos basales de la Formación. Ella se encuentra integrada por especies de origen continental (esporas) y marino (acritarcas, chitinozoarios y escolecodontes), todos en excelente estado de preservación, pudiéndose reconocer incluso numerosas tetradas que indican escaso transporte del material.

Entre las esporas, las especies más significativas son *Verrucosisporites congestus* Playford, *V. nitidus* (Naumova) Playford, *Grandispora debilis* Playford, *Crassispora scrupulosa* Playford, *Cristatisporites colliculus* Playford, *Dibolisporites* spp., *Emphanisporites* spp., entre otras. Todas ellas han sido ampliamente reconocidas como elementos abundantes en microfloras del Carbonífero temprano y hasta Devónico tardío en el hemisferio norte y Gondwana. A ello podemos agregar que hasta el presente ninguna de las formas halladas posee registro previo en alguna de las numerosas asociaciones palinológicas vinculadas a la Zona NBG en Argentina.

Por su parte, el paleomicroplancton incluye formas tales como *Navifusa* spp., *Ver-yachium* spp., *Multiplicisphaeridium* spp., junto a *Maranhites* spp. también mundialmente reconocido en el Devónico y más temprano Carbonífero inferior. En Argentina, estos elementos marinos han sido escasamente citados, y en la Cuenca Norte atribuidos a fenómenos de redeposición, que en nuestro caso son absolutamente descartados.

Resumiendo, a partir de la información paleontológica presentada, una edad carbonífera temprana es propuesta para los niveles portadores y por lo tanto la discordancia en cuestión (y consecuentemente los movimientos de la Fase Malimán) deben ser considerados de esta edad.

La antigüedad señalada es consistente con recientes observaciones estratigráficas. En efecto, el hallazgo de diamictitas vincu-

ladas al episodio glacial del Carbonífero en el miembro superior de la Formación Cortaderas, unos 1000 m por encima de la discordancia (Limarino y Page, 1987), sugiere claramente una edad precarbonífera media para los movimientos que formaron esta superficie. Lo dicho es consecuencia de la edad carbonífera media temprana asignada al episodio glacial (Limarino y Gutiérrez, 1987).

Finalmente, es interesante señalar que ni la edad de los movimientos, ni la deformación por ellos producida, parecen sugerir que sean los responsables del inicio de la sedimentación del Grupo Paganzo.

#### FASES AMANAICA Y SAN RAFAEL

Hacia fines del Pérmico inferior o comienzos del Pérmico medio tuvieron lugar en el oeste de Argentina los movimientos de la Fase San Rafael. Como resultado se formó una persistente superficie de discordancia angular que puso fin a la sedimentación de la Formación El Imperial (Dessanti, 1956), y probablemente de las Formaciones El Plata y Alto Tunuyán (Caminos, 1979). Paralelamente, en el ámbito de las Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina, Aceñolaza y Toselli (1981) denominaron movimientos de la Fase Amanaiica a los responsables de la discordancia angular que separa el Grupo Paganzo de las unidades del Triásico inferior (Formación Talampaya y sus equivalentes).

Sin duda, teniendo en cuenta la importancia de la Fase San Rafael en la Cordillera Frontal y Precordillera occidental, ella fue extrapolada al área de Sierras Pampeanas y correlacionada con la Fase Amanaiica (Azcuy et al., 1987 a).

De acuerdo a lo expuesto y teniendo en cuenta la edad pérmica temprana o media temprana de la Fase San Rafael, el final de la sedimentación de la sección II del Grupo Paganzo (= Paganzo II) debió haber ocurrido "aproximadamente durante el Pérmico inferior tardío" (Azcuy et al., 1987 a: 91). Como veremos esta edad se contrapone con la información paleontológica y estratigráfica existente.

Desde el punto de vista paleontológico ya Limarino et al. (1986), han señalado la existencia de una interesante microflora ubicada en el techo del miembro inferior de la Formación Patquía. La misma se encuentra caracterizada por la presencia de granos de polen poliplicados referidos mundialmente a partir del Pérmico superior. A partir de estos datos Limarino y Césari (1987) asignaron la asociación al Pérmico medio tardío-Pérmico superior. Por otro lado, una edad pérmica tardía ha sido también propuesta para la parte superior de la sección II del Grupo Paganzo por Aceñolaza y Vergel (1987). Estos autores describieron una significativa asociación palinológica próxima al techo de la Formación De La Cuesta, la que fue referida a la Zona de *Striatites* de la Cuenca Chacoparanense.

Entre las evidencias estratigráficas que hacen pensar una edad más joven que la correspondiente a la Fase San Rafael para la sección superior del Grupo Paganzo, es destacable la correlación temporal de areniscas eólicas realizada por Limarino y Spalletti (1986). Estos autores identificaron colianitas en la parte superior de las Formaciones Patquía, La Colina y De La Cuesta, las que fueron correlacionadas con las descritas por Spalletti y Mazzoni (1972) en la Formación Cochicó, unidad depositada con posterioridad a los movimientos de la Fase San Rafael.

Por otro lado, los estudios paleomagnéticos realizados por Sinito et al. (1979) y Valencio (1980) sobre el miembro superior de la Formación La Colina sugieren una edad al menos pérmica media para la parte cuspidal. Es más, si tal como lo han señalado Valencio y Vilas (1986) se correlaciona el evento de polaridad normal del miembro superior de la Formación La Colina con el evento Quebrada del Pimiento (datado en  $263 \pm 5$  Ma) una edad pérmica tardía debería ser considerada para el techo de la unidad.

De acuerdo a lo expuesto las Fases San Rafael y Amanaiica no pueden ser consideradas contemporáneas sino separadas un considerable intervalo de tiempo.

CONCLUSIONES

De acuerdo a las evidencias presentadas la edad de los movimientos correspondientes a la Fase Malimán es carbonífera temprana.

Estos movimientos no habrían producido cambios paleogeográficos de importancia regional y no pueden ser considerados los responsables del inicio de la sedimentación del Grupo Paganzo.

Las Fases San Rafael y Amanica no son temporalmente correlacionables. La primera se habría producido durante el Pérmico inferior o medio temprano, mientras que la segunda correspondería al Pérmico superior.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F. y A. TOSELLI, 1981. Geología del noroeste argentino. Esp. FCN, Univ. Nac. Tucumán, 212 p., Tucumán.
- \_\_\_\_\_ y M. VERGEL, 1987. Hallazgo del Pérmico superior fosilífero en el Sistema de Famatina. X Congr. Geol. Arg., Actas III: 125-129. Tucumán.
- ANTELO, B., 1969. Hallazgo del género Protocanites (Ammonoidea) en el Carbonífero inferior de la provincia de San Juan. Ameghiniana VI (1): 69-73.
- ARCHANGELSKY, S. y O. ARRONDO, 1971. Estudio sobre el género Botrychiopsis Kurtz (Gondwanidium Gothan) del Carbónico y Pérmico gondwánico. Palaeophytologia Kurtziana III. 2. Ameghiniana VIII (3-4): 189-227.
- AZCUY, C., 1985. Late Carboniferous Paleogeography and Stratigraphy of Argentina. C.R. X Congr. Intern. Strat. Geol. Carbonifere 4: 281-293. Madrid.
- \_\_\_\_\_, R. ANDREIS, A. CUERDA, M. HUNICKEN y otros, 1987a. Cuenca Paganzo. En El Sistema Carbonífero de la República Argentina. Ed. S. Archangelsky. Córdoba.
- \_\_\_\_\_ y R. CAMINOS, 1987a. Diastrofismo. En El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Ed. S. Archangelsky. Córdoba.
- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1987b. Características paleogeográficas y diastroficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. VI Congreso Peruano de Geología (en prensa).
- \_\_\_\_\_, G. MACHADO y G. OTTONE, 1987b. La zona NBG en Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. Annual Meet. Working Group, Proj. 211, Late Paleozoic of South America. Abstr. Bolivia.
- CAMINOS, R., 1979. Cordillera frontal. en II Simp. Geol. Reg. Argentina. Acad. Nac. Ciencias, I: 397-453, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, 1985. El magmatismo neopaleozoico en la Argentina. Síntesis y principales problemas. Ann. Meet. Proj. 211, Late Paleozoic of South America. Abstr. Colombia.
- DESSANTI, N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c "Cerro Diamante" (Provincia de Mendoza). Dir. Nac. Min., Bol. 85. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1954. Plantas devónicas de la Quebrada de la Charnela, en la Precordillera de San Juan. Not. Mus. La Plata 17 (Paleont. 102): 359-376. La Plata.
- FURQUE, G., 1972. Precordillera de La Rioja y San Juan. En I Simp. Geol. Reg. Argentina. Acad. Nac. Cs.: 237-282. Córdoba.
- LIMARINO, O. y S. CESARI, 1987. Consideraciones sobre la edad de la sección superior del Grupo Paganzo (Paleozoico superior), República Argentina. IV Congr. Latinoam. Paleont. 1: 315-330. Bolivia.
- \_\_\_\_\_ y P. GUTIERREZ, 1987. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwest Argentina), a new evidence of Carboniferous glaciation in south America. Jour. South. Am. Earth Sc. (en prensa).
- \_\_\_\_\_ y R. PAGE, 1987. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del noroeste de la República Argentina. Bol. Proy. 211, Late Paleozoic of South America (en prensa).
- \_\_\_\_\_, H. SESSAREGO, S. CESARI y O. LOPEZ GAMUNDI, 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratitipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. Anal. Acad. Nac. Cs. Ex., Fis. y Nat. 38: 81-108. Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_ y L. SPALLETTI, 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. Sed. Geology 49: 109-127. Amsterdam.
- MACHADO, G., 1987. Observaciones geológicas y paleontológicas en la Formación Cortaderas, Quebrada Don Agustín, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, UBA (inédito).
- MOYA, M. y J. SALFITY, 1982. Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. V Congr. Latinoam. Geol., III: 523-536. Buenos Aires.
- POLANSKY, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Eudeba, 216 p. Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J., 1970. Litología, facies y biofacies del Carbónico marino en el norte de la Precordillera sanjuanina (zona del Río Blanco). Tesis Doctoral, UBA (inédito).
- \_\_\_\_\_, 1973. El Carbónico de la Precordillera argentina al norte del Río Jáchal. V Congr. Geol. Arg., Actas III: 387-401. Córdoba.
- SESSAREGO, H. y S. CESARI, 1986. La zona (de conjunto) Archaeosigillaria-Lepidodendropsis del Carbonífero temprano de Argentina. Proy. 211, Late Paleozoic of South America, Abstr.: 69-70. Córdoba.

- SINTO, S., D. VALENCIO y J. VILAS, 1979. Paleomagnetism of a sequence of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic red beds from Argentina. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 58 (2): 237-247.
- SPALLETI, L. y M. MAZZONI, 1972. Paleocorrientes del Miembro Medio de la Formación Yacimiento Los Reyunos, Sierra Pintada, provincia de Mendoza, República Argentina. *Asoc. Arg. Min., Petrol. y Sedim., Rev.*, III (3-4): 77-90. Buenos Aires.
- VALENCIO, D., 1980. Reversals and excursion of the geomagnetic field as defined by Palaeomagnetic data from Upper Palaeozoic - Lower Mesozoic sediments and igneous rocks from Argentina. *J. Geomag. Geoelectric.* 32 (Supl.: SIII 137-SIII 143).
- \_\_\_\_\_ y J. VILAS, 1986. Paleomagnetismo de Formaciones neopaleozoicas de América del Sur. En *El Sistema Carbonífero de Argentina (Sínt.)*, pre-print. Córdoba.
- Recibido: 4/4/88  
Aceptado: 20/9/89

**CARLOS O. LIMARINO**  
**SILVIA CESARI**

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Geología  
1428 Buenos Aires

**ROBERTO PAGE**

Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548  
1060 Buenos Aires

## COMENTARIO

## PRIMER HALLAZGO DE PECES (CLUPEIDAE) DEL EOCENO DE LA ISLA MARAMBIO, ANTARTIDA

M. Doktor, A. Gazdzicki, S. Marensi, S. Porebski, S. Santillana y A. Vrba

### INTRODUCCION

El motivo de la presente comunicación es dar a conocer el primer hallazgo de peces clupeideos en las sedimentitas del Terciario inferior de la isla Marambio (Seymour).

Si bien ya eran conocidas las vértebras y las escamas de peces en estos afloramientos, nunca hasta el presente habían sido hallados ejemplares completos que permitieran una determinación taxonómica.

### DESARROLLO

Durante el verano austral 87/88, y en el marco del programa GEOANTAR del Instituto Antártico Argentino, un equipo conjunto de científicos argentinos y polacos, realizaron observaciones geológicas en la isla Marambio (Seymour), ubicada a 100 km al

sudeste del extremo norte de la península Antártica, en el mar de Weddell.

Los fósiles que motivan este trabajo, fueron hallados dentro de las facies finas de la sección inferior de la Formación La Meseta (Elliot y Trautman, 1977 y 1982) a la cual se le asigna una edad eocena superior (hasta probablemente oligoceno inferior) sobre la base de su variado contenido fosilífero. Para una mejor ubicación, estas facies, corresponden a la Unidad I de Elliot y Trautman (*op. cit.*) o también a la sección Telm 1-2 de Sadler (1988).

Estas sedimentitas corresponden a facies heterolíticas, con laminación lenticular a ondulosa, compuesta por alternancia de arenas seleccionadas (50 % a 70 %) y limoarcillitas (Doktor, *et al.*, 1988).

Se hallaron tres ejemplares completos y varios fragmentos (foto 1), los cuales están siendo actualmente estudiados por la profesora Anna Jerzemska (Universidad de Wroclaw), quien en una primera determinación los asigna tentativamente a la familia Clupeidae (Teleosteos), lo cual significa el primer registro de los mismos para la Antártida.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- DOKTOR, M., A. GAZDZICKI, S. MARENSSI, S. POREBSKI, S. SANTILLANA y A. VRBA, 1988. Argentine-Polish geological investigation on Seymour (Marambio) Island, Antarctica, 1988. Polish Polar Research, Vol. 9, (4): 521-541, Varsovia.
- ELLIOT, D. H. Y T. A. TRAUTMAN, 1977. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula (Abstract). Antarctic Geology and Geophysics, 3<sup>o</sup> Symposium 22-27 August 1976: 168, Madison.

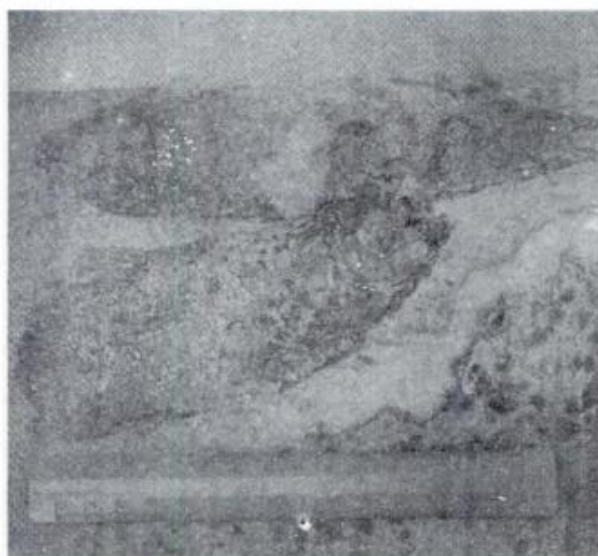


Foto 1

- \_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In C. Craddock (Ed.), *Antarctic Geoscience*. University of Madison, Press: 287-297, Madison.
- SADLER, P. M., 1988. Geometry and stratification of Paleogene units on Seymour Island, northern Antarctic Peninsula. In R. M. Feldmann and M. O. Woodburn (Eds.), *Geology and Pa-*

*leontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*, Geological Society of America, GSM 169: 303-320, Boulder.

Recibido: 14 de octubre, 1988

**MAREK DOKTOR  
SZCZEPAN POREBSKI**

Szczepan Porebski  
Institute of Geological Science,  
Polish Academy of Sciences,  
Senacka 3, 31-002 Krakow, Poland

**ANDRZEJ GAZDZICKI**

Institute of Paleobiology,  
Polish Academy of Sciences,  
Swirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Poland

**SERGIO A. MARENSSI  
SERGIO N. SANTILLANA**

Instituto Antártico Argentino,  
Cerrito 1248 Buenos Aires

**ANA V. VRBA**

Departamento de Ciencias Geológicas,  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires,  
Ciudad Universitaria, Núñez,  
Buenos Aires, Argentina



## CRONICA DE LA ASOCIACION

En el transcurso del año 1988 la Asociación ha tenido una fructífera y diversa gama de actividades, que la muestran como una pujante y consolidada Institución, consustanciada en el cumplimiento de su objetivo primordial: propender al progreso de las Ciencias Geológicas. Una síntesis de dichas actividades es la que sigue:

**PUBLICACIONES:** La Asociación ha proseguido en el sentido de aumentar la capacidad editorial propia, adquiriendo nuevo instrumental periférico (impresora de puntos y mouse diagramador) para la computadora con la que se compone el texto de trabajos a aparecer en Revistas y Publicaciones Especiales.

**Revista:** Aparecieron el número doble 3-4 del Tomo XLII, con 264 páginas, el número 1 del Tomo XLIII de 130 páginas y el número 2 del mismo tomo de 141 páginas. Es intención de la Asociación volver a la edición de cuatro números anuales por separado, de acuerdo con lo que establece el Estatuto en su artículo 31, produciéndose números dobles solo cuando la afinidad temática lo requiera. Ello tiende a cumplimentar en el menor plazo posible con la publicación de las numerosas contribuciones originales que son ofrecidas a la Asociación y al mismo tiempo a conseguir una comunicación más estrecha con sus asociados y suscriptores internacionales.

Se aprobó para publicación en Revista el cuerpo de trabajos seleccionados presentados al Simposio de Volcanismo Andino, que tuvo lugar en Septiembre de 1987 en San Miguel de Tucumán en el marco del Xº Congreso Geológico Argentino.

**Publicaciones Especiales:** Se aumentó ésta serie con el siguiente material:

- Serie B N° 13 (Reimpresión). *Métodos estadísticos en Geología*, por el Dr. J. C. Merodio

- Serie B N° 17. *Glosario geomorfológico marino*, por el Dr. J. Codignotto; y

- Serie B N° 18. *La proyección estereográfica*, por el Lic. J. Sellés Martínez.

**Distribución:** A partir del 2 de mayo de 1988, por decisión de la AGA, ha dejado de ser Distribuidor Exclusivo la firma Fernando García Cambeiro. Al mismo tiempo la Asociación ha iniciado una campaña tendiente a aumentar el número de suscriptores del exterior, que ha comenzado a dar sus primeros resultados.

### CURSOS

De Actualización. Con singular éxito se realizaron dos cursos:

- XXVI: "Ambientes sedimentarios clásticos y sus facies", del 25 al 29 de Julio, por el profesor Dr. Harold Reading, de la Universidad de Oxford, Inglaterra. Salón SOMISA, 200 inscriptos.

- XXVII: "Interpretación, aplicación y utilización de fracturas geológicas", 17 al 21 de Octubre, por el Dr. Jorge Skarmeta, de la dirección de Minería de Chile. Salón Secretaría de Minería, 110 inscriptos.

**Temas de Geología:** Estos cursos destinados a Profesores de Enseñanza media, tuvieron continuidad durante el presente período, en que se destinó a "Geología y Energía", los días 10, 17 y 24 de Septiembre, por los Doctores F. A. J. Bergmann, J. L. Bianchi y A. Ortiz. Aula Magna de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA.

### CONFERENCIAS

- Dr. Adolf Seilacher, de la Universidad de Tübingen, Alemania:

21/3 "Evolución de trazas fósiles (Vendozoa) durante el Precámbrico"; 22/3 "Bivalvos: recorridos y nichos habitacionales aplicados a la evolución de diagramas de flujo";

23/3 "Estratos formados por tormentas y ciclos sedimentarios en cuencas carbonáticas intracratónicas"; 24/4 "Ammonites: fenómenos epigenéticos transformacionales en los septos. Suturas. Ontogenia". En Casa del Geólogo.

- Dr. Peter Sprechmann, del Servicio Intercambio Científico Alemán, Costa Rica: 24/4 "Evolución del hombre fósil". En Casa del Geólogo.

- Dr. Luis Spalletti, de la Universidad Nacional de La Plata: 10/6 "Situación actual de la Sedimentología en la Argentina". En el Instituto Argentino del Petróleo.

- Dr. Eduardo Llambías: 10/6 "Nuevos enfoques sobre la textura y estructura de las rocas ígneas". En el Instituto Argentino del Petróleo.

- Dr. Alain Galli, de la Escuela de Minas de París, Francia. 2/12 "Empleo de geostatística en geología, minería y petróleo". En Casa del Geólogo.

#### **SEMINARIOS**

- Dres. Gustavo González Bonorino (Secretaría de Minería), Alberto Riccardi (Universidad Nacional de La Plata), Miguel Uliana (Astra S.A.) y Carlos Gulisano (Yacimientos Petrolíferos Fiscales). 4/11 "Estratigrafía secuencial y discordancias interregionales". En Salón Belgrano, YPF Sede Central.

**NUEVOS MIEMBROS HONORARIOS:** En la Asamblea Anual Ordinaria (16/9) la Comisión Directiva propuso y fue aceptado unánimemente la designación de Miembros Honorarios a los doctores Alfredo J. Cuerda, Carmelo I. De Ferrariis, Francisco Fidalgo, Emilio González Díaz y Juan C. Riggi, para lo que se tuvo en cuenta la destacada trayectoria y contribución al desarrollo de la geología y de la Asociación Geológica Argentina.

**NUEVAS DELEGACIONES:** En el país fue abierta la Delegación Puerto Madryn, a cargo del Lic. Alejandro Demichelis. En el exterior, en Uruguay a cargo del Lic. Lorenzo

Ferrando, y en Ecuador a cargo del Ing. Geólogo Néelson Giménez Orellana.

**NUEVOS SOCIOS:** En el período han ingresado 37 Socios Activos y 27 Socios Adherentes.

**HOMENAJE:** El Tomo XLIII de la Revista de la Institución está dedicado a la memoria del Profesor Ingeniero Daniel Alberto Valencio, Miembro Honorario de la Asociación. Ello fue propuesto por el Comité Argentino para el Programa de Litósfera (CAPLI), del que el Ingeniero Valencio fue su Presidente y contó con la adhesión unánime de la Comisión Directiva, en reconocimiento a los valiosos aportes que efectuó el destacado geocientífico.

**PRESENCIA EN LA FERIA DEL LIBRO:** Como en años anteriores la AGA ha sido invitada por la Asociación Argentina para el Progreso de la Ciencia y exhibido en la XIV<sup>a</sup> Exposición y Feria Interancional del Libro su Revista y Publicaciones Especiales.

**FORO DE SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS:** La Institución Ciencia Hoy ha invitado a la AGA a participar de las actividades que promueve, reconociendo la trayectoria de nuestra Institución como entidad madre en el ámbito de las Ciencias de la Tierra. Nuestra Institución ha adherido al Foro recientemente constituido.

**NORMAS Y PRINCIPIOS PARA INVESTIGADORES GEOLOGOS EXTRANJEROS:** Sobre la base de la Declaración de Horco Molle (Asoc. Geol. Arg., Rev. XLII, 1-2: 228-229) y de las Normas elaboradas por la Asociación Paleontológica Argentina (Ameghiniana, XIX, 3-4: 377-378), la Comisión Directiva de la AGA ha aprobado un conjunto de Normas y Principios Éticos para los estudios geológicos efectuados con o por profesionales extranjeros en nuestro país. Se recomienda a nuestros asociados la observación y difusión de dichos principios.

**COMITE DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA:** Ante la renuncia de sus autoridades la AGA encaró su reorganización, teniendo en cuenta la importancia de sus funciones tanto a nivel nacional como internacional. El nuevo Presidente es el Dr. Alberto Riccardi, Vicepresidente el Dr. José Salfity y Secretario la Dra. Susana Damborenea.

**DISTINCION RECIBIDA:** Atendiendo a la obra desinteresada y de bien público que realiza y a los méritos reunidos, la AGA fue distinguida por la Fundación Miguel Lillo con el grado de Miembro Benefactor y en un acto recordatorio del 57º aniversario de la Fundación realizado en el mes de Mayo el Presidente de la AGA recibió un diploma que así lo acredita.

**PREMIO STORNI:** El Dr. Roberto Scasso y la Lic. Silvia del Río se adjudicaron el Premio Storni correspondiente al tomo XLII de la Revista por el trabajo "Ambientes de sedimentación, estratigrafía y proveniencia de la secuencia marina del Terciario superior de la región de Península Valdés, Chubut". El Jurado fue integrado por los doctores J. O. Codignotto, G. González Bonorino y C. Rapela.

#### REUNIONES SOCIALES

- **Celebración Día del Geólogo.** Se festejó el 10 de junio conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología, la Asociación Paleontológica Argentina y el Centro Argentino de Geólogos. La AGA organizó conferencias a cargo de los doctores E. Llambías y L. Spalletti. A continuación se ofreció un ágape durante el cual se hizo entrega de un diploma al Dr. P. Stipanovic, quien fuera Presidente de la Comisión Pro-Sede Propia Casa del Geólogo y de una placa recordatoria a las autoridades del Consejo Superior Profesional de Geología en ocasión de cumplir su XXVº aniversario. Asimismo se entregaron obsequios a la Dra. N. Pezzutti en reconocimiento por su sobresaliente contribución al funcionamiento de la AGA y a la Sra. Livia Garavaglia con motivo de haber cumplido 25 años a cargo de la contabilidad de la Institución.

- **Agape despedida de año.** Durante el ágape ofrecido el 21 de diciembre se hizo entrega del Premio Storni al Dr. R. Scasso y Lic. S. del Río y de Diplomas a los nuevos Miembros Honorarios, Dres. A. J. Cuerda, C. I. De Ferrariis, F. Fidalgo, E. González Díaz y J. C. Riggi.

#### CATODO - LUMINISCENCIA

Se comunica a los colegas que deseen utilizar la técnica de cátodo-luminiscencia que un Luminoscopio, propiedad del CONICET, se encuentra funcionando en el Museo Argentino de Ciencias Naturales, 3º piso, gabinete 78.

Las consultas correspondientes deberán ser dirigidas a:

**Dra. Elda Di Paola**  
Museo Argentino de Ciencias Naturales  
Av. A. Gallardo 470 - 3º piso  
1405 Buenos Aires  
Tel. 982-6670

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

## COMISION DIRECTIVA

(1987-1989)

Presidente: Dr. Héctor A. Leanza  
Vicepresidente: Dr. Miguel A. Uliana  
Secretario: Dr. Ricardo Varela  
Tesorero: Lic. Luis A. Fauque

Vocales Suplentes:  
Lic. Roberto R. Kokot  
Dr. Sergio Matheos  
Lic. Ana María Sato

Vocales:  
Dr. Jorge O. Codignotto  
Lic. Adelma Bayarsky  
Lic. Luis Grieco

Director de la Revista: Dr. Francisco E. Nullo

Coordinador de Publicaciones: Jorge O. Codignotto

## COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Ing. Victorio Angelelli, 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 Gonzalez Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo J. Llambías, Dr. Norberto Malumian, 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, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.  
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, Bo. Güemes, 4700 Catamarca.  
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CC 217, 3400 Corrientes.  
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Saavedra 546, 9000 Comodoro Rivadavia.  
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, FCEF y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.  
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4800 S. S. de Jujuy.  
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1536, 5300 La Rioja.  
La Plata: Dr. Sergio D. Matheos, Centro de Investigaciones Geológicas, Fac. Cs. Nat. y Museo de La Plata, Calle 1 Nº 644, 1900 La Plata.  
Mar del Plata: José L. Clonchi, C. C. 722, Correo Central 7600 Mar del Plata.  
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.  
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, Dirección de Fabricaciones Militares, CC 190, 5500 Mendoza.  
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.  
Neuquén: Lic. César Eduardo Gazzera, Santa Fe 795, 8300 Neuquén.  
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.  
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa Nº 259 Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.  
Puerto Madryn: Lic. Alejandro Demichellis, CENPAT, 28 de Julio 281, 8120 Puerto Madryn.  
Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Univ. Ruta 8 - km 802, Pabellón H, 5800 Río Cuarto.  
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, CC 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.  
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Dirección Provincial de San Julián Álvarez Rojo, R. Negro.  
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 492, 2000 Rosario.  
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Paseo N. Roldán 57, 4400 Salta.  
San Juan: Lic. Silvio H. Peralta, Fac. Cs. Nat., Edificio Malvinas Argentinas, Av. Ignacio de la Roza y Meglioni, 5400 Rivadavia, San Juan.  
San Luis: Nilda E. Urbina, Las Heras 1170, Escuela de Geología y Minería, 5700 San Luis.  
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.  
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadío, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa, La Pampa.  
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.  
Tucumán: Lic. Josefina Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.  
Vespucio: Geol. Oscar Di Persia, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.  
Viedma: Lic. Marcelo Dalponte, Sarmiento 531, 8500 Viedma.  
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia.  
Zapala: Lic. Marta Franchini, C.C. 101, Coronel Vidal 72, 8340 Zapala, Neuquén.

## DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134, 1001 Buenos Aires.  
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, 25 de Mayo 145, 5º p., 1002 Buenos Aires.  
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).  
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839 (1414).  
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8350 (1429).  
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Luis Humberto Ferpozzi, Mitre 3100 (1663) San Miguel.  
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).  
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65 (1526).  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.: Lic. Silvia Legorio y Lic. Gabriela Massafiero, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Núñez.  
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).  
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Graciela S. Felici, CC 23, 1802 Ezeiza.  
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Lic. Luis Moscatelli, Cabañas y Reseros, 1712 Castelar.  
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz entre Alvarillos y Constituyentes, C.C. 175, 1650 San Martín.  
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Claudia Armella, Sección Invertebrados, Angel Gallardo 470 (1405).  
Secretaría de Minería: Lic. Norma Pezzutti, Avda. Santa Fe 1548 (1080).  
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1035).  
Laboratorio Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Flora Rey Cabañero, Av. Crisólogo Larraide, km 23500, 188 Florencio Varela.

## DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Secao de Bioestratigrafía. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro.  
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología. Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.  
Dr. Oscar Róster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 Sao Paulo.  
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21, Santiago.  
Ecuador: Nelson Jimenez Orellana - CEPE Km 6 1/2, Vía de la Costa - Guayaquil - Ecuador.  
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1682 - Asunción.  
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología. Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

## INDICE ALFABETICO DEL TOMO XLIII

<b>Bengochea, A. L. y M. E. Varela.</b> Las inclusiones fluidas del sector Susana Beatriz, Mina Angela, provincia de Chubut	462
<b>Berós, C. y C. E. Barbosa.</b> Alunita en Comodoro Rivadavia	287
<b>Bertolino, Silvana R. A.</b> Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires	275
<b>Cionchi, J. L.</b> Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut	51
<b>Cionchi, J. L.</b> Análisis y caracterización de pendientes en bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut	231
<b>Codignotto, J. O., S. C. Marcomini y S. N. Santillana.</b> Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut	43
<b>Codignotto, J. O. y R. R. Kokot.</b> Evolución geomorfológica holocena en caleta Valdes. Chubut	474
<b>Cuerda, A., E. Lavandaio, O. Arrondo y E. Morel.</b> Investigaciones estratigráficas en el "Grupo Villavicencio", Canota, provincia de Mendoza	356
<b>Dias, G. F.</b> Características estructurales del abra de la Ventana y adyacencias. Sierras australes de Buenos Aires	482
<b>Di Nardo, L. R. y L. V. Dimieri.</b> Mesoestructuras formadas en el campo del comportamiento rígido, abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires	140
<b>Di Paola, E. y G. Rial.</b> Porosidad secundaria en formaciones precarbónicas del noroeste argentino	131
<b>Di Paola, E.</b> Alteración caolinítico-esmectítica en sierra La Barrosa, Balcarce, Buenos Aires	304
<b>Domínguez, E. y M. C. Gómez.</b> El regimen hidrotermal de la veta de cuarzo aurífero "Erika", Andacollo, provincia del Neuquén	24
<b>Domínguez, E.</b> Posición estratigráfica y mineralogía de las capas arcillosas de la Formación Challacó (Jurásico) en Rincón del Aguila. Provincia del Neuquén	343
<b>Gallardo, E. F.</b> Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María (Salta)	435
<b>Gelos, E. M., J. O. Spagnuolo y G. O. Lizasoain.</b> Mineralogía y caracterización granulométrica de sedimentos actuales de la plataforma Argentina entre los paralelos 39° y 43° de latitud sur y del golfo San Matías	63
<b>Gelos, E. M., J. O. Spagnuolo y R. A. Schillizzi.</b> Las unidades morfológicas de la costa norte del golfo San Matías y su evolución	315
<b>González Bonorino, G., G. Rafine, V. Vega y D. Guerin.</b> Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut	239
<b>González Bonorino, F. y G. González Bonorino.</b> La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut	518
<b>Iñiguez Rodríguez, A. M., J. C. Merodio y L. A. Spalletti.</b> Mineralogía y geoquímica de pelitas de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario), provincia del Chubut	13
<b>Kostadinoff, J. y R. Schillizzi.</b> Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre Arroyo Verde y el río Chubut	80
<b>López Gamundi, O. R. e I. Espejo.</b> Análisis petrofacial de las epiclastitas neopaleozoicas en los alrededores del río Sassito (San Juan): áreas de proveniencia e implicancias paleogeográficas	91

<b>Limarino, C. C.</b> La Formación Potrero Seco: una nueva hipótesis sobre su ubicación estratigráfica (Paleozoico del Sistema de Famatina)	121
<b>Limarino, C., S. Césari y R. Page.</b> Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastróficas del Paleozoico superior argentino	562
<b>Malumián, N. y C. Náñez.</b> Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales	257
<b>Mon, R. y F. Hongn.</b> Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino	124
<b>Orgeira, M. J., L. A. Beraza, H. Vizán y M. L. Bobbio.</b> Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío	265
<b>Ramos, V. A. y C. Cingolani.</b> La granodiorita Matienzo: intrusivo mioceno de la Alta Cordillera de Mendoza	404
<b>Sato, A. M. y K. Kawashita.</b> Edades Rb-Sr de la última intrusión del Batolito de Colangüil, provincia de San Juan	415
<b>Vacari, N. E.</b> Primer hallazgo de trilobites del Cámbrico inferior en la provincia de La Rioja (Precordillera Septentrional)	558
<b>Vizán, H.</b> Geomorfología en las márgenes del río Gualjaina (paralelo 43°S S.L.) Chubut	412
 Comentarios	
<b>Doktor, M., A. Gazdzicki, S. Marensi, S. Porebski, S. Santillana y A. Vrba.</b> Primer hallazgo de peces (Clupeidae) del Eoceno de la isla Marambio, Antártida	567
<b>González, M. A.</b> Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío	419
<b>Gouadain, J.</b> El Yacimiento de Hidra	432
 Réplicas	
<b>Vilas, J. F. A., M. J. Orgeira, L. Beraza y H. Vizán.</b> Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío	423
 Notas Necrológicas	
<b>C. Proserpio</b>	128
<b>E. P. Aparicio</b>	425
<b>P. Criado Roque</b>	428
 Cursos	
<b>Temas de Geología</b>	90
<b>Fe de erratas</b>	577
<b>Crónica de la Asociación</b>	569
 Homenajes	
<b>Ingeniero Daniel A. Valencio</b>	3

<b>Manassero, J. M.</b> Petrografía y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina	175
<b>Marín, G. y F. E. Nullo.</b> Geología y estructura al oeste de la cordillera de la Ortiga, San Juan	153
<b>Nabel, P. y A. Spiegelman.</b> Caracterización sedimentológica y paleomagnética de una sección del Pampeano, en el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires	224
<b>Náñez, C.</b> Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio de Santa Cruz oriental	493
<b>Mon, R. y F. D. Hongn.</b> El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna	338
<b>Palma, M. A. y M. C. Ubaldón.</b> Las sedimentitas gondwánicas de la Formación La Golondrina en la estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz	388
<b>Pugliese, L. E.</b> Prospección geoquímica del cuerpo ultrabásico del cerro San Bernardo, Bosque Alegre, provincia de Córdoba	5
<b>Quattrocchio, M. E. y G. R. Guerstejn.</b> Evaluación paleoambiental y paleoclimática del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina. Palinofloras	375
<b>Ramos, V. A. y M. Barbieri.</b> El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén	210
<b>Rapalini, A. E.</b> Interpretación del área del cerro Chachil (provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos	445
<b>Riggi, J. C.</b> Litoestratigrafía terciaria del subsuelo fueguino	106
<b>Rossello, E. A. y C. A. Barbosa.</b> Tantalatos y otros minerales detríticos con interés económico en el aluvión aurífero de Cañada Honda, San Luis	296
<b>Spalletti, L. A., O. G. Arrondo, E. Morel y D. Ganuza.</b> Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico	544
<b>Teruggi, M., M. A. Leguizamón y V. A. Ramos.</b> Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires	366
<b>Tujchneider, O. C. y M. F. Fili.</b> Hidrogeología de la cuenca del arroyo Feliciano, provincia de Entre Ríos	163
<b>Vizán, H.</b> Estudios paleontológicos y paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepa (Río Gualjaina - Chubut)	327
<b>Weile N. E. y M. A. González.</b> Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (provincia de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno	529
<b>Zalba, P. E., R. R. Andreis y A. M. Iñíguez.</b> Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Nueva propuesta estratigráfica	198
<b>Zanettini, J. C. M. y E. Zappettini.</b> Geología de la comarca de bahía Sloggett, Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur	188
 Notas Breves	
<b>González Díaz, E. F., J. C. Riggi y H. A. Ostera.</b> Reinterpretación estratigráfica del "Basalto I", en el valle del río Collón Cura (Puesto el Alamo), sureste del Neuquén	269
<b>Introcaso, A. y H. Fraga.</b> Modelo gravimétrico del basamento en la zona epicentral del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985	409
<b>Koukharsky, M. M. L.</b> El volcanismo ácido ordovícico y las rocas graníticas de la Puna occidental entre las latitudes 24° y 24°20'S	253

**Los números 1 y 2 del tomo XLIII han sido posibles  
gracias al apoyo financiero brindado por:**

**Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)**

**Yacimientos Petrolíferos Fiscales**

**Astra Compañía Argentina de Petróleo**

**Trend Argentina S.A.**

**ESSO Sapa Argentina**

**Bridas SAPIC**

**Shell Compañía Argentina de Petróleo**

**Total Austral S.A.**

**Pluspetrol S.A.**

**Amoco Argentina Oil Co.**

**Texaco Petrolera Argentina**

**Schlumberger S.A.**

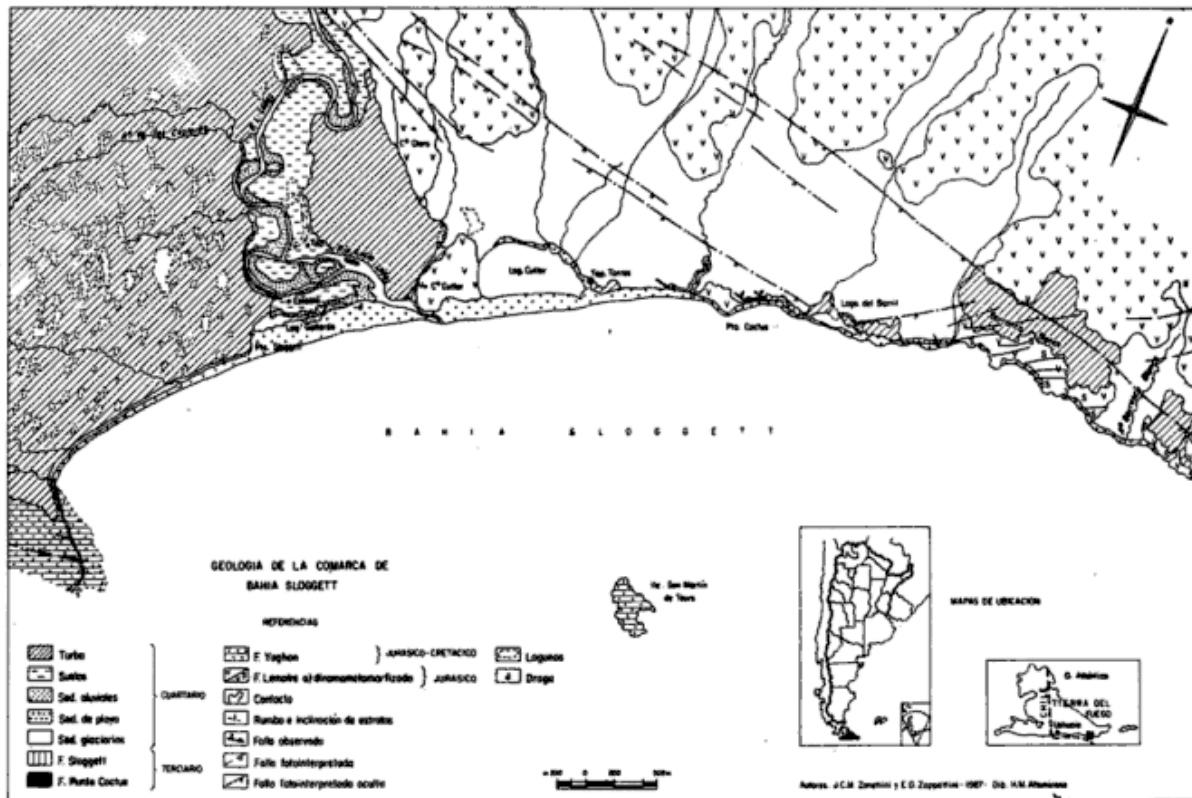
**El N° 3 fue financiado en su totalidad por Total Austral S.A.**

**y el N° 4 por Schlumberger S.A.**



FE DE ERRATA

En el Tomo XLIII (2): 188-197 por un error involuntario se omitió la publicación del mapa correspondiente al trabajo de Zanettini, J. C. M. y E. D. Zappettini: Geología de la comarca de bahía Sloggett, Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur.



**PRIMERA CONFERENCIA LATINOAMERICANA SOBRE GEOFISICA, GEODESIA  
E INVESTIGACION ESPACIAL ANTARTICA**

**30 de julio al 4 de agosto de 1990 - Buenos Aires - Argentina**

**Primera Circular**

La Conferencia es organizada por el Centro Latinoamericano de Física (CLAF), con el auspicio de la Universidad de Buenos Aires (UBA), la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (CNIE), el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y la Dirección Nacional del Antártico (Instituto Antártico Argentino).

**Objetivo:**

Crear un foro para la discusión e intercambio de ideas entre los científicos latinoamericanos que desarrollan o proyectan actividades en este área, así como estimular y orientar tales investigaciones entre los países de la región.

**Lugar:**

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN) de la Universidad de Buenos Aires (UBA).

**COMUNICACIONES**

Se han previsto informes por invitación a cargo de especialistas internacionales, comunicaciones científicas de los participantes murales y orales (las que deberán proponerse antes del 1° de mayo de 1990) y dos mesas redondas.

**Para mayores informes**

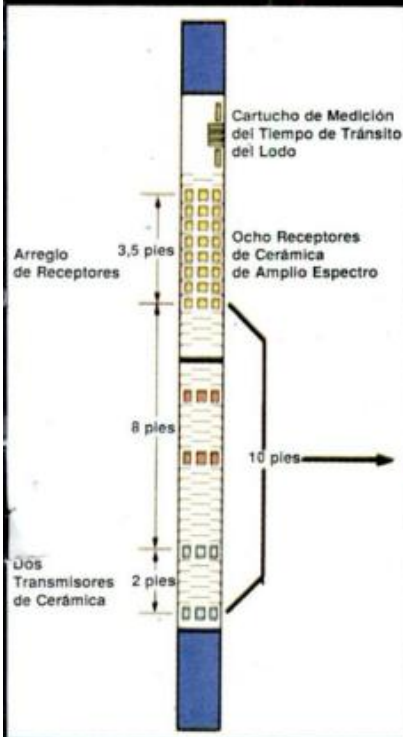
**Coordinador:**

**Dr. Otto Schneider**

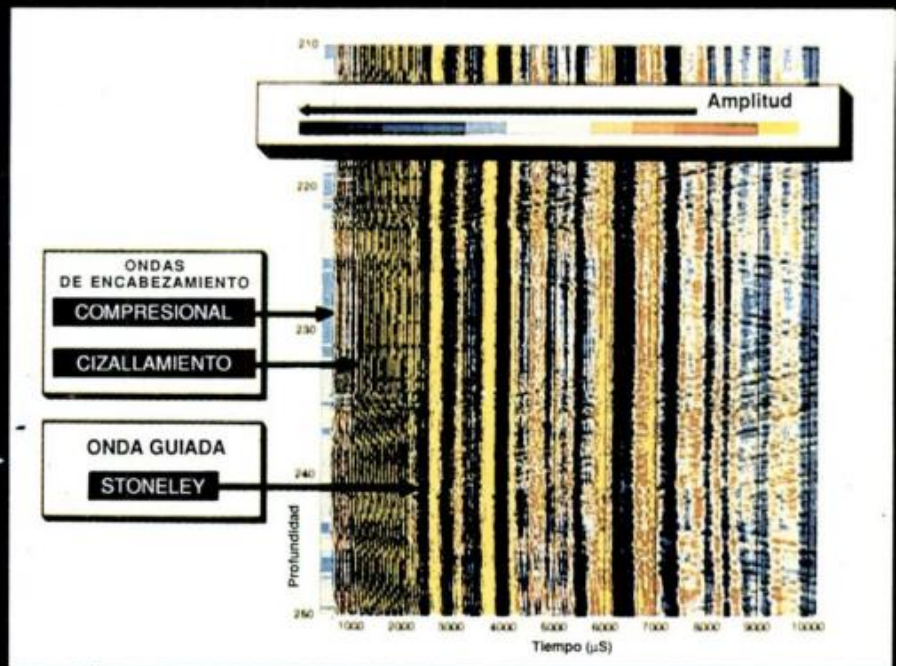
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Dep. Cs. Geológicas - Pabellón 2  
Tel. 781-5020/9 Int. 379 o 292  
Ciudad Universitaria - Núñez  
Universidad de Buenos Aires  
(1428) Buenos Aires

Esta Revista se terminó de imprimir en mayo de 1990  
en los talleres gráficos de IMPREGRAF S.R.L.  
sito en la calle Roque Pérez 3137  
Buenos Aires, Argentina

# HERRAMIENTA SONICA DIGITAL PERFIL DE ONDA ACUSTICA COMPLETA

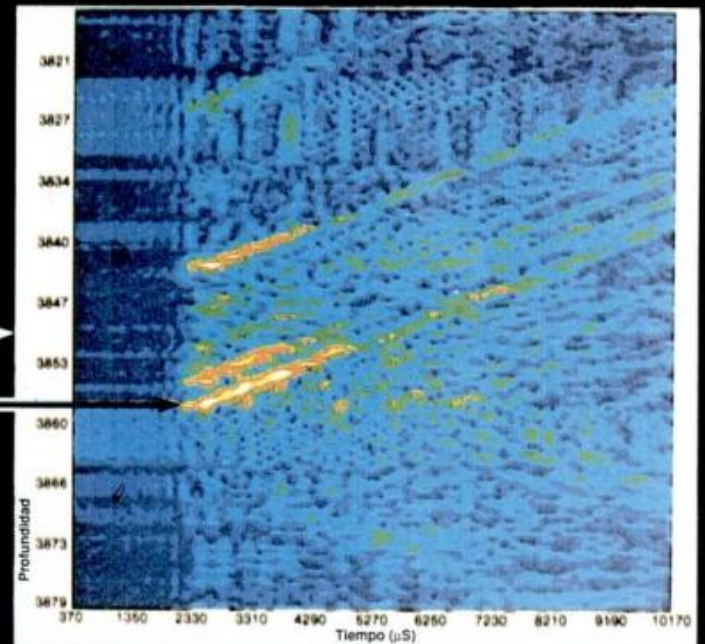


Configuración de la Sonda Sónica Digital

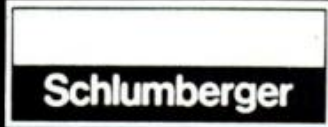


Ondas Grabadas (10 Pies de Espaciamiento Fuente - Receptor)

ZONAS PERMEABLES



Ondas con Filtro de Velocidad (Patrones de Chevron para las Ondas de Stoneley)



CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 2612
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

# Asoc. Geol. Arg. Rev.

Tomo XLIII - Nº 4

## CONTENIDO

Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María (Salta) EDUARDO FELIPE GALLARDO	435
Interpretación del área del cerro Chachil (provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos AUGUSTO E. RAPALINI	445
Las inclusiones fluidas del sector Susana Beatriz, Mina Angela, provincia de Chubut AMADO LEANDRO BENGOCHEA y MARIA EUGENIA VARELA	462
Evolución geomorfológica holocena en caleta Valdes. Chubut JORGE O. CODIGNOTTO y ROBERTO R. KOKOT	474
Características estructurales del abra de la Ventana y adyacencias. Sierras australes de Buenos Aires GUILLERMO F. DIAS	482
Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio de Santa Cruz oriental CAROLINA NAÑEZ	493
La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut FELIX GONZALEZ BONORINO y GUSTAVO GONZALEZ BONORINO	518
Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (provincia de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. NILDA E. WEILER y MIGUEL A. GONZALEZ	529
Los depósitos fluviales de la Cuenca Triásica Superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico LUIS A. SPALLETI, OSCAR G. ARRONDO, EDUARDO MOREL y DANIEL GANUZA	544
<b>NOTAS BREVES</b>	
Primer hallazgo de Trilobites del Cámbrico inferior en la provincia de La Rioja (Precordillera Septentrional) NORBERTO E. VACCARI	558
Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastróficas del Paleozoico superior argentino C. LIMARINO, S. CESARI y R. PAGE	562
<b>COMENTARIO</b>	
Primer hallazgo de peces (Clupeidae) del Eoceno de la isla Marambio, Antártida M. DOKTOR, A. GAZDZICKI, S. MARENSSI, S. POREBSKI, S. SANTILLANA Y A. VRBA	567
CRONICA DE LA ASOCIACION	569
FE DE ERRATA	577

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a: MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina