

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 48 N° 3-4 1993



48 3-4

Revista de la Asociación
Geológica Argentina 193-336
12 Abril 1995

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

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

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente Dr. Vicente Méndez.

Secretaria: Dra. Paulina Nabel.

Tesorero: Dr. Belarmino Antelo Pérez.

Vocales titulares: Dra. Norma Brogioni.

Dra. Susana Damborenea.

Dr. Sergio D. Matheos.

Vocales suplentes: Lic. Norma E. Pezzutti.

Lic. Haroldo Vizán.

Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.

Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.

Dr. Sergio D. Matheos.

Lic. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

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

Delegados en el interior

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

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

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

Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.

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

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

La Plata: Dr. Juan Franzese, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.

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

Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza.

Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

Mina Aguilar: Lic. Alejandro Palma, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.

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

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

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

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

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

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

Salta: Dra. R. A. Marquillas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.

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

San Juan: Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Miglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.

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

Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias

Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

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

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

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

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

Delegados Institucionales en Buenos Aires

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Delegados en el exterior

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

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

Estalactitas de rodocrosita, extraídas de diatrema en Veta 25 de Mayo, Minas Capillita, Andalgalá, Catamarca. Colección y fotografía Geól. Jorge A. Saadi

Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires

Paulina E. NABEL¹; María C. CAMILION²; Gustavo A. MACHADO¹;
Alicia T. SPIEGELMAN¹ y Liliana MORMENEO²

¹Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia,
Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina

²Instituto de Geomorfología y Suelos, Calle 3 N° 584, 1900 La Plata, Argentina

ABSTRACT. *Magneto and lithostratigraphy of pampean sediments around Baradero, Buenos Aires Province.* Magneto- and lithostratigraphical studies of the Middle and Upper Pleistocene Buenos Aires and Ensenada formations were made in natural exposures in the banks of the Paraná river near the city of Baradero (59°30' W, 33°49' S). The geosol which separates them has been named the "Tala Geosol". The Brunhes-Matuyama boundary (0.73 Ma) occurs within the Ensenada Formation in the basal sections of the river banks and is associated with a vitroclastic layer. This boundary lies above the "Hisisa Geosol" observed in the area. The onset of the Brunhes was marked by dry and cold climatic conditions.

Introducción

El tipo de dificultades que presentan los informalmente denominados "Sedimentos Pampeanos" en su reconocimiento y correlación, se deben a su característica monotonía litológica, a la escasez de afloramientos naturales y a lo complicado que resulta la identificación de niveles estratigráficos de validez regional. Esto nos motivó en la búsqueda de una propuesta metodológica que permitiera mejorar la información obtenida con los métodos geológicos tradicionales.

Con ese fin se ha encarado el estudio magneto y litoestratigráfico conjunto, a igual escala, entendiendo que la combinación de estas técnicas permitirá establecer niveles cronoestratigráficos de validez regional. Estos niveles son necesarios en la configuración de un esquema estratigráfico del Cenozoico.

La utilización de técnicas paleomagnéticas en el estudio de los "Sedimentos Pampeanos", iniciados con Nabel y Valencio (1981), han evidenciado la existencia de distintas Zonas de Polaridad Magnética en estas secuencias. Debido a que las reversiones de polaridad que han ocurrido en el pasado geológico han sido registradas en los sedimentos independientemente de su localización, litologías y regímenes de sedimentación, las Zonas de Polaridad identificadas posibilitan correlacionar secciones ampliamente separadas entre sí.

Sin embargo, para que la interpretación de los resultados obtenidos tenga significado geológico, esta metodología, de amplia difusión en el estudio del

Cuaternario (Heller y Liu 1982; Liu *et al.* 1985; entre otros) debe utilizarse cumplimentando estrictamente los principios estratigráficos básicos (Kukla y Nakagawa 1977). Es por ello que el reconocimiento de las unidades en el campo y el estudio litoestratigráfico de detalle, son aspectos imprescindibles en su aplicación.

Con ese fin, a partir de enero de 1987 y a lo largo de algo más de dos años, se llevó a cabo el estudio magneto y litoestratigráfico conjunto de las barrancas del río Paraná en el noreste de la Provincia de Buenos Aires, iniciándose este trabajo en las cercanías de la ciudad de Baradero con un subsidio otorgado por la Comunidad Económica Europea, a través del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Antecedentes

Las primeras menciones sobre la geología del área de Baradero se remontan a fines del siglo pasado (Roth 1898), asociadas al hallazgo de restos humanos fósiles. Una síntesis de los conocimientos de la época, respecto a la formación pampeana y el hombre fósil de la región, puede hallarse en Burckhardt (1907).

Después de ese primer período se registran saltuarios trabajos: algunos con enfoque regional (Roth 1920; Frenguelli 1946), otros con enfoque paleontológico (Vignati 1957) y mineralógicos de detalle (Teruggi 1954; González Bonorino 1965). Más

recientemente se menciona la región en un trabajo sobre la Formación Puelches (Santa Cruz 1972) y existen estudios sobre los depósitos superficiales del área (Dillon 1985; Gardenal 1985). Resultados parciales de nuestro trabajo se han presentado en diversas reuniones (Nabel *et al.* 1990a; 1990b; Nabel 1991; Camilión *et al.* 1990).

Metodología

La elección de la zona de trabajo se realizó buscando las exposiciones más completas de la región y recayó en el tramo donde las barrancas presentan mayores alturas (Fig. 1).

Con el fin de obtener información de detalle, se encararon estudios estratigráficos en el campo, sedimentológicos y magnetoestratigráficos en gabinete, siguiendo las técnicas de rutina.

Las tareas de campo previas y permanentes consistieron en el reconocimiento y la descripción de los afloramientos. Sobre la base de las características estratigráficas observadas, las secuencias fueron subdivididas en unidades numeradas con números romanos. Esta nomenclatura informal resultó de utilidad para la identificación y seguimiento de las mismas.

El análisis granulométrico de las diferentes unidades se llevó a cabo en los laboratorios del Instituto de Geomorfología y Suelos, dependiente de la Universidad de La Plata. Se calcularon los parámetros estadísticos y la clasificación textural (Folk 1954).

El estudio petrográfico de las fracciones gruesas fue realizado microscópicamente, a grano suelto y en cortes delgados. Estos estudios fueron realizados en el mencionado laboratorio y en el del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia".

El análisis mineralógico de la fracción menor a 2 micrómetros, se realizó mediante difracción de rayos X, en suspensiones orientadas homoiónicas. Se determinó el índice de cristalinidad de la ilita (Liu *et al.* 1985) y sus componentes (Srodon y Eberl 1984). Dichos análisis se realizaron en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad de La Plata.

El contenido de carbonato de calcio de la secuencia fue determinado a través de un método volumétrico, utilizándose un calcímetro, en muestras representativas de la masa de cada nivel. Asimismo se calculó el contenido de materia orgánica de las mismas.

Se determinó el hierro total y el contenido en hierro en estado ferroso por adaptación del método de Pratt y se calculó el contenido de férrico por diferencia. Estos análisis químicos se realizaron en el Laboratorio de Química Geológica (LAQUIGE) dependiente del CONICET.

El muestreo para el estudio magnetoestratigráfico del perfil principal (cantera de Hisisa), se realizó con una equidistancia entre 5 y 15 cm, con el fin de encontrar todos los cambios de polaridad magnética registrados en los sedimentos, incluso aquellos eventos de corta duración.

Este se realizó a lo largo del afloramiento mayor, en perfiles integrados para secciones inaccesibles y en un perfil de control adyacente.

En los otros afloramientos, el muestreo se realizó allí donde se observaban o esperaban cambios sedimentológicos o paleomagnéticos.

Se midió el magnetismo remanente natural (mrn) de todos los especímenes con un magnetómetro rota-

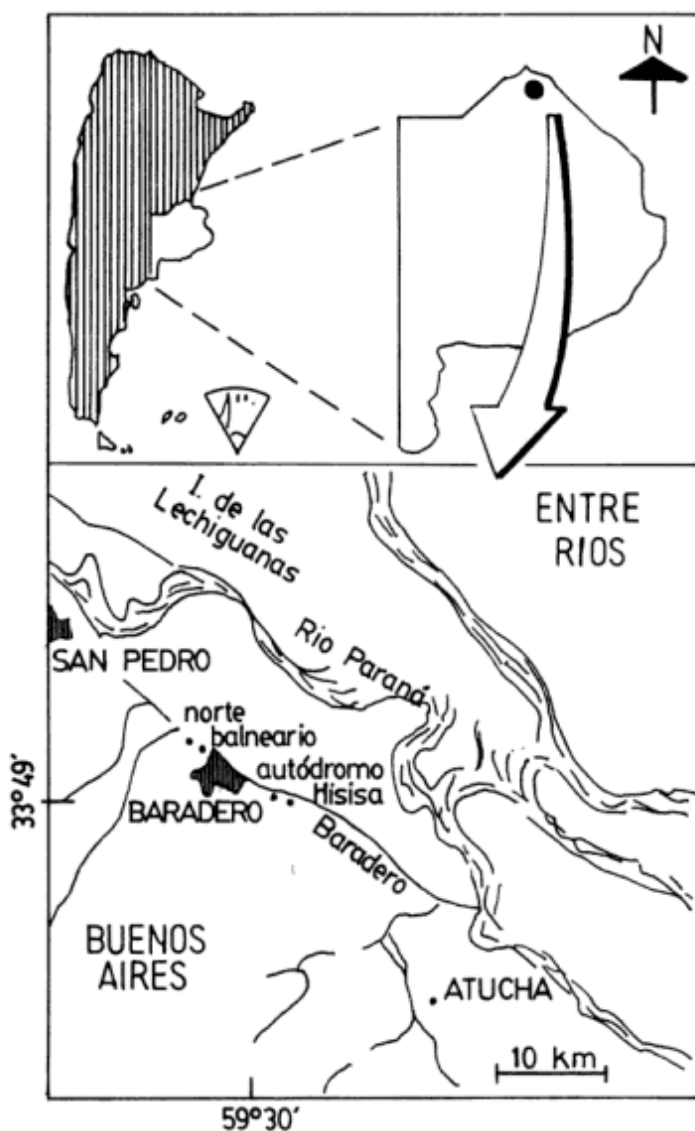


Figura 1: Mapa de ubicación.

tivo tipo fluxgate y se analizó la estabilidad de la remanencia magnética por medio del lavado por campos magnéticos alternos decrecientes en etapas de 5 mT hasta 60 militeslas.

La medición de la susceptibilidad magnética inicial se realizó con un susceptibilímetro de dos bobinas balanceadas, que opera con campos magnéticos débiles (entre 0,01 y 1 militesla).

El estudio magnetoestratigráfico se realizó en el Laboratorio de Geología del Cuaternario del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia".

Area de muestreo

El sector de la llanura pampeana que rodea a la localidad de Baradero, en un radio aproximado de 10 km del casco urbano, está formado por cuatro unidades geomorfológicas: un área plana hacia el sudoeste y un área de lomas hacia el noreste, el estuario del arroyo Arrecifes y el río Paraná con sus barrancas.

De todas ellas, el área de las barrancas es el que presentó afloramientos naturales, aptos para ser estudiados, si bien también se realizaron observaciones en canteras ubicadas en los alrededores de la ciudad.

Este área se caracteriza por la presencia de uno de los cauces mayores del delta del Paraná, el Paraná de las Palmas, que corre a lo largo de la barranca. Mide 80 a 100 m de ancho y su actividad de divagación es prácticamente nula. En su margen izquierda aparece una llanura de mareas, heredada de la ingresión holocena, caracterizada por canales rectos bien conservados de 20 a 40 m de ancho.

En su margen derecha, la barranca del río tiene entre 8 y 18 m de altura y su pendiente, cercana a la vertical, está poco evolucionada. Sus elementos típicos son pequeñas cárcavas, de 100 a 150 m de largo y 30 a 50 m de ancho; raramente se observan áreas de erosión más amplias, de unos 500 m de largo y 1 a 2 km de ancho. Tanto unas como otras se produjeron por erosión hídrica superficial, sin intervención de deslizamientos u otros movimientos en masa. El talud de acumulación, al pie de la barranca, es reducido. Normalmente cubre una cuarta parte de la misma y en algunos sectores falta por completo.

Los sedimentos expuestos corresponden a la sección superior de los Sedimentos Pampeanos en esta región, cuyo espesor es de 40-45 m (González Bonorino 1965). La parte inferior permanece cubierta y la base se encuentra a -30 m s.n.m. (Santa Cruz 1972).

El trabajo se ha desarrollado sobre un perfil principal, ubicado en la cantera de Hisisa, donde se obtuvo la secuencia más completa para el área (16 m de altura) y de otros tres perfiles complementarios que

fueron extraídos de los afloramientos Norte, Autódromo y Balneario, donde se controlaron las observaciones y cambios registrados en la cantera de Hisisa (Fig.1).

Se reconocen 6 a 8 unidades litoestratigráficas, las que están presentes en casi todos los perfiles observados. La descripción de las mismas, se realiza en forma integrada.

Litoestratigrafía

La descripción se brinda desde la base aflorante de las barrancas, hacia el tope y se consigna en primer término la observación de campo y luego los resultados de los análisis de laboratorio realizados para cada nivel. Con el fin de evitar repeticiones, se han agrupado siempre que fue posible, los comportamientos similares.

Unidad I (1,64 m)

Se presenta en el campo como un limo arcilloso, castaño amarillento moderado (10YR5/4), consolidado, masivo. Esta unidad se caracteriza por el incremento paulatino del contenido de carbonato de calcio hacia el techo.

Se distinguen en ella cuatro niveles; uno inferior de 0,3 m carente de carbonatos, suprayace otro nivel de 0,45 m donde se encuentran esporádicas concreciones de calcretas, el tercero de 0,3 m con un mayor contenido de calcretas en forma de concreciones y láminas y el superior de 0,5 m donde la calcificación es intensa y se forma un banco de tosca. El contacto entre los niveles es transicional.

El análisis granulométrico lo caracteriza como arena limosa, con su moda principal en la fracción 62-88 micrómetros. Las partículas mayores a 125 micrómetros (3-6%) son agregados que han persistido los pretratamientos efectuados, los que aumentan su proporción hacia el techo de la unidad. La elevada proporción de agregados arcillosos (20-25%) enmascara la valoración precisa del contenido granulométrico. La aplicación de metodologías de dispersión más eficaces, modificará seguramente esta caracterización hacia términos más finos. Por otra parte, el aumento de agregados arcillosos hacia el techo de la unidad coincide con una disminución en la proporción de arcillas (5-10%).

La fracción gruesa está compuesta mayoritariamente por trizas vítreas, fragmentos líticos y agregados arcillosos, feldespatos alcalinos, plagioclasas, cuarzo y en menor proporción minerales opacos y pesados. La arcilla está constituida mayoritariamente por un interestratificado ilita-

This One



LWUY-HWT-D5YG

esmetita altamente ilítico (ilita de categoría II). Se prefirió utilizar el término ilita porque la variedad presente cumple con las características atribuidas a ésta (menor agudeza en las reflexiones basales, ligera asimetría y menor contenido de potasio que las micas bien cristalizadas). Se consideró de utilidad intentar diferenciarlas por el comportamiento de sus reflexiones 001, 002 y 003 frente a la glicolación según el criterio de Srodon y Eberl (1984). Así cuando la reflexión 002 recae en valores de 17,82 0 y la 003 en 26,8 0, sin sufrir modificaciones en posición e intensidad en la glicolación, estamos en presencia de ilita pura (categoría I); el desplazamiento y la mayor asimetría basal reflejan categorías II o III.

El índice de cristalinidad de la ilita (Hw) es moderado, con tendencia decreciente hacia el techo. Estos interestratificados de la Unidad I podrían ser IEII con un grado de expansión menor al 15%. En forma subordinada existen esmetitas con picos de difracción poco definidos indicando mezcla de minerales dioctaédricos. Estas esmetitas frente a los calentamientos progresivos en las submuestras potásicas van colapsando, resolviéndose en una única reflexión a 10A a los 550 grados centígrados.

El porcentaje de carbonato de calcio se incrementa hacia el techo de esta unidad, con valores entre 1% y 2%. La materia orgánica es sumamente baja, como en el resto del perfil (0,031%) y la relación férrico a ferroso es de 8,7% (Fig. 2).

Unidad II

Está constituida por limos arenosos (1,10 m) castaño moderado (5YR4/4) y calcretas (5YR6/1). El grado de estructuración, cantidad y tipo de calcretas presentes en esta unidad, varía tanto lateral como verticalmente.

Los primeros 40 cm presentan una estructura débil, en bloques aplanados e irregulares, de aristas marcadas, con calcretas en forma de tabiques irregulares de hasta 2 cm de espesor. En forma transicional esta unidad adquiere una estructura en bloques laminares de 2 cm de espesor y 6-8 cm en sentido horizontal, en cuyos planos de ruptura se observan calcretas con diseño en enrejado.

En toda la unidad se presentan cantidades variables de marcas de raíces y bioerosión, que le confieren distintos grados de porosidad, en tanto que en la zona laminar, se observan además pátinas y dendritas de manganeso.

El análisis granulométrico indica que tanto las calcretas como el material original que queda entre las estructuras reticulares, son limos arenosos, con un poco más de arena fina para el sedimento calcificado. Por otra parte, el elevado contenido de agregados

arcillosos observados (30-40%), indica que, como en la unidad anterior, éstos alteran los valores de las fracciones granulométricas hacia términos más gruesos que los reales.

La mineralogía de la fracción gruesa está compuesta mayoritariamente por los mencionados agregados arcillosos, trizas vítreas y fragmentos líticos, feldspatos alcalinos, cuarzo y plagioclasas, y por debajo del 1% minerales opacos, hornblenda, piroxenos y como accesorios granate, epidoto y zircón.

La fracción arcilla está constituida por ilita categoría II y esmetitas, estas últimas mejor definidas que en el nivel anterior y el tenor de caolinita, que en el resto de la secuencia no supera el valor de trazas, en este nivel alcanza a conformar entre el 2 y el 5%.

El índice de cristalinidad de la ilita es muy bajo.

El porcentaje de carbonato de calcio es el mayor de toda la secuencia, con valores superiores a 2,5%. La materia orgánica y el contenido de hierro son sumamente bajos.

Unidad III (1,30 m)

Está compuesta por limos arenosos castaño claro (5YR6/4) con estructura en bloques pequeños, de 1-2 centímetros. Esta unidad presenta un patrón de meteorización característico, que la distingue, vinculado a sus estructuras prismáticas y bioturbaciones de origen paleopedológico. También se observan artesas (2,50 m x 0,40 m) con laminación interna de limo y arcilla.

Predomina arena muy fina (33%) en la parte inferior y hacia el techo se incrementa el tenor de limo fino y arcilla. La mineralogía de la fracción gruesa es similar a la anterior. En la fracción fina las proporciones de esmetitas e ilitas son similares, siendo estas últimas puras (categoría I) con alto grado de cristalinidad. Hacia el techo este índice disminuye, coincidentemente con la aparición de ilita categoría III (mezcla de ilita categoría I y II).

Esta Unidad presenta características paleopedológicas marcadas (Luna *et al.* 1990).

El porcentaje de carbonato de calcio es del 0,4%, valor que con ligeras fluctuaciones se mantiene para el resto del perfil.

Unidad IV (2,50 m)

Está constituida por limo arenoso castaño claro (5YR6/2), masivo, friable. Presenta calcretas en candelero y laminares, que al ser afectadas diferencialmente por la erosión, adquieren un aspecto cavernoso. Se observan marcas de raíces y bioerosión, en algunos sectores parcialmente rellenos con óxidos de hierro, pequeñas artesas (de unos 1,50 m x 0,40 m), y crotovinas de contornos redondeados de 1,50 m de diámetro aproximadamente; estos cuerpos se encuen-

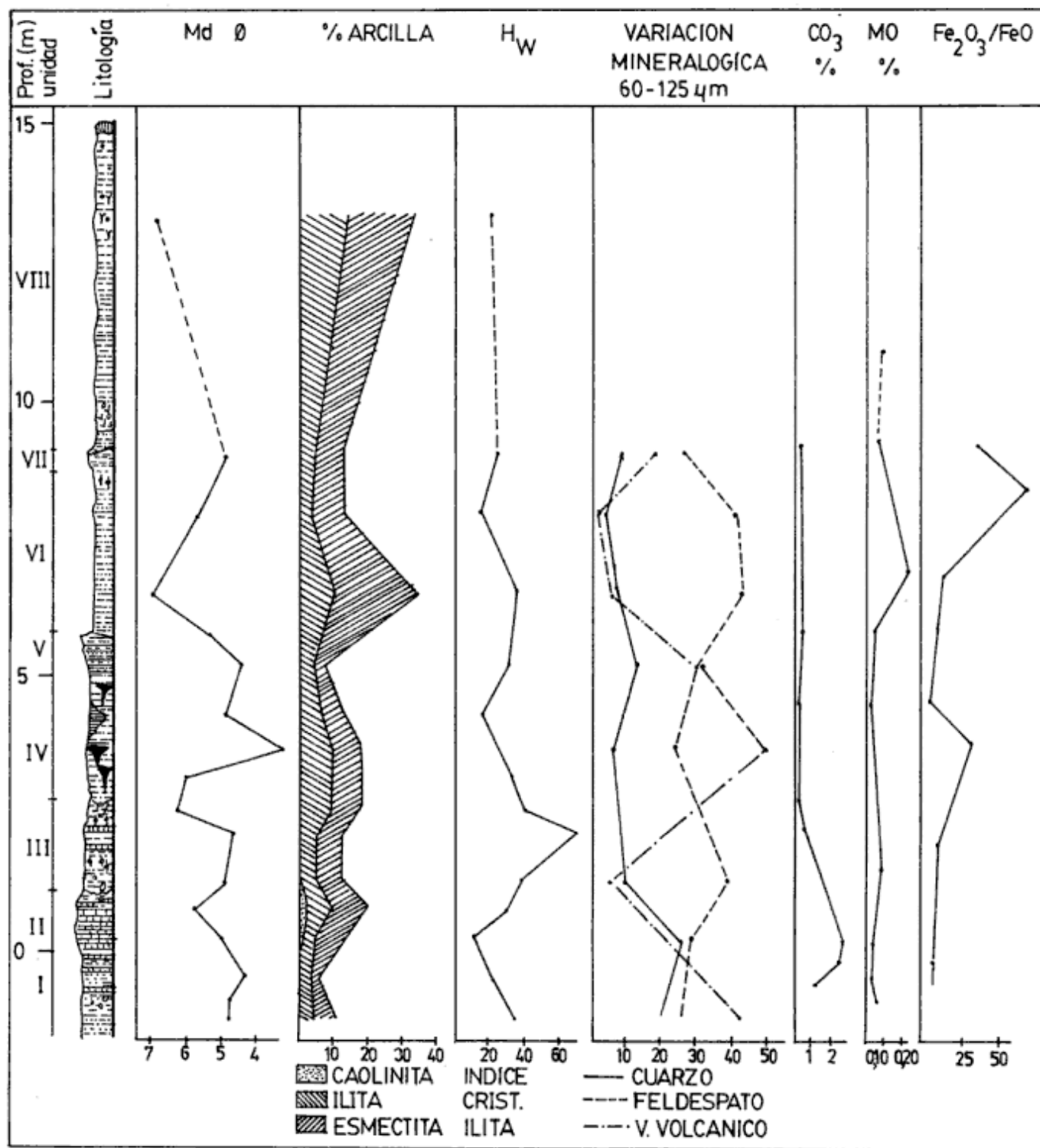


Figura 2: Variaciones de la granulometría (Mdø), del porcentaje de arcillas, del índice de cristalinidad de la ilita (Hw), de los contenidos de cuarzo, feldspatos y vidrio volcánico en la fracción limo, de los porcentajes de carbonato, materia orgánica (Mo) y de la relación de óxidos férrico/ferroso en los perfiles de Baradero.

tran generalmente rellenos por limos y arcillas laminares.

En su base predomina la arena muy fina, mientras que en el techo lo hace el limo grueso. La mineralogía

de esta fracción indica la mayor proporción de vidrio volcánico de todo el perfil (más de 50%); agregados arcillosos, líticos, feldspatos alcalinos, plagioclasas y cuarzo, en orden decreciente y en menor proporción,

minerales opacos, hornblenda, piroxenos y como accesorios micas y zircón.

En la fracción fina se incrementa el tenor de ilita, de categoría II, mientras su índice de cristalinidad muestra tendencia decreciente hacia el techo.

En esta unidad se observa un aumento del contenido férrico sobre el ferroso, manteniéndose muy bajos los valores de carbonato y materia orgánica (Fig. 2).

Unidad V (0,70 m)

Conforma un resalto y comprende dos niveles de espesores variables, con contactos transicionales.

Nivel 1 (0,50 m): Limo de color variable entre gris amarillento (5Y7/2) y gris castaño claro (5YR6/1). Presenta estructura en bloques angulares de 2 a 3 cm, pátinas de óxido de hierro y manganeso y elevada porosidad.

Nivel 2 (0,20 m): Limo predominantemente de color castaño claro (5YR6/4) y algunos sectores gris amarillento (5Y7/2). Presenta estructura en láminas de 2 a 3 cm, con laminación interna menor. Se observan pátinas de hierro y manganeso.

El alto contenido de material agregado presente en esta unidad, al igual que en las anteriormente mencionadas, da lugar a que el análisis granulométrico realizado en el laboratorio, la caracterice en términos más gruesos (arenas limosas en la base y limo arenoso en el techo) a lo observado en el campo.

La mineralogía de la fracción limo-arena está compuesta por agregados arcillosos, trizas vítreas, plagioclasas, litoclastos, cuarzo, minerales opacos, hornblenda, piroxenos y como accesorios micas y zircón. La fracción arcilla está formada por proporciones similares de esmectitas e ilitas, éstas pertenecientes a la categoría III. El índice de cristalinidad aumenta ligeramente su valor en este nivel.

Si bien a lo largo de todos los perfiles se han reconocido rasgos pedológicos con distinto grado de desarrollo, este nivel es el que presenta los rasgos pedogénicos más conspicuos, tanto mega como microscópicamente (Luna *et al.* 1990).

Unidad VI (2,40 m)

Comprende dos niveles con contacto transicional.

Nivel 1 (2,20 m): Limo arenoso gris verdoso (5GY6/1), masivo, algo plástico. Presenta nódulos de material limoso, en algunos sectores abundantes, de forma predominantemente ecuanter, bordes subredondeados, con pátinas de manganeso tapizando su superficie.

Nivel 2 (0,20 m): Limo arenoso gris castaño moderado (5YR4/4). Estructura en bloques angulares de 2 cm, que a su vez rompen en bloques menores. Presen-

ta pátinas de manganeso y barnices arcillosos en las caras y en el interior de los agregados.

La mineralogía de la fracción gruesa está compuesta por agregados arcillosos, siendo significativa la disminución de trizas vítreas (5%), manteniéndose las proporciones de plagiocalasas, feldespatos alcalinos, cuarzo, minerales opacos, hornblenda, piroxenos y como accesorios granate y mica. La fracción arcilla está compuesta predominantemente por esmectitas, las que tienen el mejor grado de definición de la secuencia. La ilita, subordinada, es de categoría I en la base, con alto índice de cristalinidad, transformándose en categoría III en la parte superior, donde el índice decrece y hay un ligero aumento en la proporción de ilita. En el Nivel 1 se observa un ligero aumento del contenido de materia orgánica, que corresponde al valor más alto del perfil (0,227%), vinculado al sedimento de color verdoso. En el Nivel 2, de colores castaños, se observa, por el contrario, un incremento del contenido de férrico sobre ferroso (Fig.2).

Unidad VII (1,00 m)

Es granulométricamente similar a la anterior (limo arenoso) pero se destaca en el perfil por formar un resalto. Su espesor varía lateralmente. Es un limo gris castaño claro (5YR6/1), masivo. Presenta crotovinas de contorno subcircular de aproximadamente 0,80 m de diámetro, rellenas por limos y arcillas laminados.

Su granulometría y mineralogía son similares a la anterior, aunque con una mayor proporción de trizas vítreas y un incremento de cuarzo en la fracción gruesa.

La ilita, subordinada, de categoría III presente en la Unidad VII, pasa a ilita pura (categoría I) en la Unidad superior, con un aumento paralelo de su índice de cristalinidad.

Unidad VIII (6,00 m)

Comprende dos niveles con contactos transicionales.

Nivel 1 (4,50 m): Limo arcilloso castaño moderado (5YR4/4). Se caracteriza por la alternancia de niveles masivos y estructurados, siendo estos últimos más arcillosos. Contiene abundantes nódulos de manganeso, esféricos, de 2 a 4 mm de diámetro y abundantes calcretas de formas variadas. En algunos sectores se observan marcas de raíces de hasta 1 cm, rellenos por limos verdosos.

Nivel 2 (1,50 m): Limo arcilloso gris castaño claro (5YR6/1), predominantemente masivo. Presenta nódulos de manganeso de 2 a 4 mm de diámetro y

calcretas en forma de concreciones y rellenando marcas de raíces.

Las Unidades VI, VII y VIII presentan grietas de desecación (slikensides) que cubren las superficies donde afloran, característica ésta producida por su alto contenido en esmectitas.

En la Unidad VIII se han encontrado restos de un *Sclerocalyptus*, que no ha podido ser identificado con exactitud, pero que le asigna a esta unidad una edad mayor a la de la extinción de los grandes mamíferos.

La mineralogía de la fracción arcilla indica una composición predominantemente ilítica en las unidades inferiores (Unidades I-V) y de composición predominantemente esmectítica en las unidades superiores (Unidades VI-VIII). Sin embargo en las Unidades donde se han identificado los rasgos pedogénicos más conspicuos (Unidades III y V), se presentan ilitas y esmectitas en iguales proporciones, característica ésta ya observada en otros perfiles del Pampeano (Nabel y Spiegelman 1988).

Los cortes delgados revelan una textura microscópica clástica, abierta, con granos subangulosos a angulosos. El sedimento es muy poroso, particularmente en la unidad IV y los poros son de formas irregulares, ecuanes y prolados, hallándose en muchos casos interconectados.

Si bien la composición mineralógica de la fracción limo-arena se mantiene a lo largo de los perfiles, las proporciones relativas de algunos de sus componentes varían en las diferentes unidades.

Los componentes mayoritarios son agregados arcillosos, vitroclastos, litoclastos, plagioclasas (andesina y oligoandesina), cuarzo, feldespatos alcalinos, opacos y pesados. El contenido de vidrio volcánico varía notablemente a lo largo de los perfiles, alcanzando el máximo valor en la Unidad IV (más de 50%). Las trizas vítreas son límpidas e incoloras, con canalículos y vacuolas y se hallan frescas. Los vitroclastos castaños son esporádicos.

Los agregados arcillosos se encuentran presentes principalmente en las unidades inferiores, presentando máximos de concentración en las unidades III y V.

Los litoclastos provienen principalmente de rocas volcánicas, son fragmentos de pastas de texturas variadas (felsíticas, porfíricas, fluidales, etc.), con distintos grados de alteración que varían desde moderada a total. Numerosos individuos presentan intensa impregnación ferruginosa. En proporción muy subordinada se encuentran fragmentos de volcanitas más ácidas.

La plagioclasa se presenta en dos variedades, la

más abundante es del tipo andesina básica, con hábito prismático, hay esporádicos individuos zonales, con vidrio adherido a sus contornos. La variedad más ácida es oligoandesina. En general se hallan frescos o con alteración incipiente.

El contenido de cuarzo, si bien fluctúa, se mantiene más bajo que el de plagioclasas a lo largo de todo el perfil. Posee, predominantemente, extinción relámpago, los individuos con extinción ondulosa son subordinados, se presenta límpido o con escasas inclusiones.

El feldespato alcalino es ortosa con marcada alteración arcilloso-sericítica.

Los minerales opacos son principalmente óxidos e hidróxidos de hierro, con granos subredondeados a redondeados. La hornblenda, con hábito prismático, es predominantemente castaña, la variedad verde es subordinada. Los piroxenos se hallan en menor proporción y predomina la augita.

Granate, epidoto, mica y zircón son esporádicos, aunque muestran un ligero incremento en las unidades superiores. El granate es incoloro. La mica es principalmente biotita, a veces parcialmente deferrizada. El zircón se presenta en granos subidiomorfos bien redondeados.

Magnetoestratigrafía

El estudio magnetoestratigráfico se basa en el análisis de 146 muestras. A todas ellas se les midió el magnetismo remanente natural (mrn) y la susceptibilidad magnética. El análisis de la estabilidad magnética por medio de campos magnéticos alternos linealmente decrecientes (CA), se realizó en 78 de ellas, utilizando la misma metodología que fuera descrita en Nabel y Valencio (1981).

Las mediciones mrn y del magnetismo remanente estable (mre) han evidenciado que la metodología utilizada ha sido eficiente en el estudio magnetoestratigráfico de estos sedimentos.

El proceso de desmagnetización por CA, en la mayoría de las muestras, eliminó el 80% de la intensidad de la mrn con campos entre 15mT/25 militeslas. Las direcciones de mre han sido aisladas entre 10 y 40 militeslas, valores entre los cuales los especímenes han perdido sus componentes secundarios de magnetización o gran parte de su intensidad (Fig. 3).

Las direcciones del mrn y del mre obtenidas luego de haber sido sometidas a lavado magnético por CA, han sido graficadas en la Fig.4. En la misma puede observarse una significativa reducción de la disper-

sión de las direcciones de mrn después de ser sometidas al tratamiento de lavado y un agrupamiento alrededor de tres direcciones, dos de las cuales son coincidentes con la dirección y la antípoda del campo geomagnético dipolar axial para el área, cuya inclinación es de 53° y la tercera es oblicua.

Durante el proceso de desmagnetización se ha observado la presencia de componentes secundarias, que se superimponen a las mre. Ello se evidencia con mayor claridad en muestras con direcciones de mre de polaridad reversa, donde se observa un aumento en las intensidades de la mrn durante las primeras etapas de lavado (Fig. 3).

Las muestras obtenidas han evidenciado comportamientos magnéticos diferentes que se han mantenido constantes por tramos de perfil.

Las muestras 2 y 7 (Fig. 3) fueron extraídas de la sección basal de la cantera de Hisisa (Unidad I). Después del tratamiento de desmagnetización aún conservan direcciones oblicuas de magnetización. Este comportamiento se ha reiterado en muestras obtenidas de secciones equivalentes de otros perfiles en el área, sugiriendo que el mismo señala un acontecimiento de magnetización.

La Unidad II, inmediatamente por encima de la anterior, corresponde a un afloramiento con alto contenido de carbonatos y muy baja respuesta magnética, por lo que no se lograron obtener direcciones.

Las muestras 19 y 23 fueron extraídas de la sección inmediatamente superior a la anterior (Unidad III), presentan direcciones de polaridad reversa y ejemplifican el comportamiento magnético de la mencionada unidad, que aflora en la mitad inferior de las barrancas.

Entre las muestras correspondientes a las unidades I, II y III que presentaron polaridades oblicuas y reversas, se registraron en forma saltuaria direcciones que se alejan de los valores medios de las mre (Fig.4b). La distribución saltuaria de las mismas no permite identificarlas como expresiones de un acontecimiento de magnetización debido al campo magnético terrestre.

Las muestras 40, 59, 79 y 131, con direcciones de polaridad normal, fueron tomadas de las secciones superiores de las barrancas y ejemplifican el comportamiento magnético de las muestras de las unidades IV, V, VI, VII y VIII. Las muestras extraídas de este sector de los perfiles evidenciaron un comportamiento

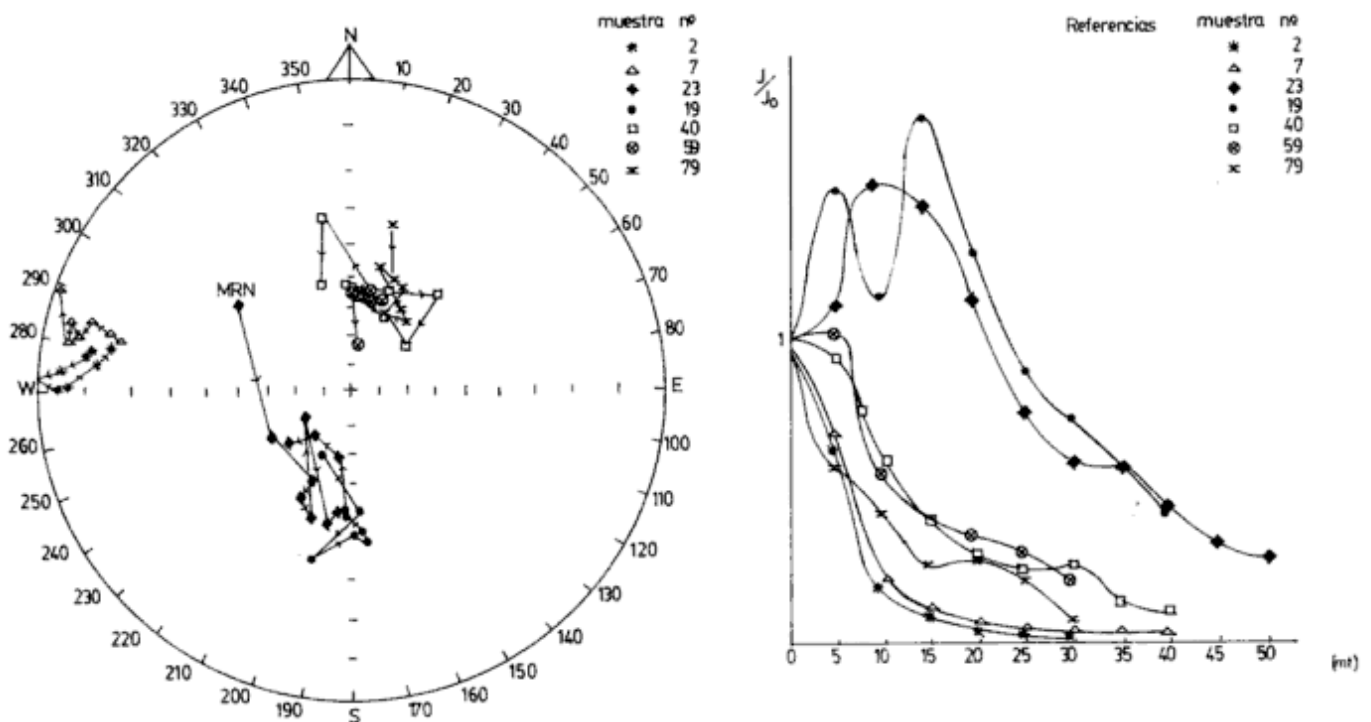


Figura 3: Variaciones en la dirección e intensidad del mre, luego de cada etapa de desmagnetización por CA. Muestras 2 y 7 corresponden a la Unidad I, muestras 19 y 23 corresponden a la Unidad III, las muestras 40, 59 y 79 representan el comportamiento magnético de las Unidades IV, V, VI, VII, VIII.

to magnético muy estable. Las componentes secundarias registradas fueron eliminadas en las primeras etapas de lavado.

En los diferentes perfiles se han registrado uno o dos cambios de polaridad magnética. En todos ellos se ha registrado un cambio de polaridad, de normal a reversa, dentro de la unidad IV o más frecuentemente entre las unidades III y IV.

Este cambio de polaridad magnética es interpretado como el límite Brunhes-Matuyama ocurrido hace 0,73 Ma (Fig.5).

En las secciones más completas, se ha registrado un segundo cambio de polaridad de reversa a oblicua hacia la base de los afloramientos, la que se presenta sistemáticamente en las secciones inferiores de los perfiles y dentro del sector de polaridad reversa (Fig.5).

Debido a la repetición sistemática de este comportamiento en secciones equivalentes de los diferentes perfiles del área, se interpreta que este sector basal ha registrado un evento corto de polaridad dentro de

la sucesión reversa (Valencio 1980).

Sobre la base de la mre aisladas, se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (pgv) para cada muestra, cuya posición promedio corresponde al polo paleomagnético de la secuencia, el que está ubicado a los 87°S, 38°E ($A_{90}=3,2^\circ$; $K=60,23$; $N=52$). Con estos valores se calcularon los apartamientos polares y la polaridad de cada muestra, lo que permitió elaborar la magnetoestratigrafía de la secuencia (Fig.5).

Los valores de la intensidad de la mrn son siempre coherentes con los de la susceptibilidad magnética, indicando que las variaciones verticales que se registran en sus valores, están vinculados a cambios en el ambiente de sedimentación y no a cambios en la intensidad del campo geomagnético.

Los cambios en los valores de susceptibilidad permiten diferenciar secciones dentro de los perfiles. Dichos cambios coinciden con cambios macroscópicos observados entre unidades e incluso presentan un comportamiento diferenciado dentro de algunas de ellas. Por ejemplo la Unidad V tiene en su base valores

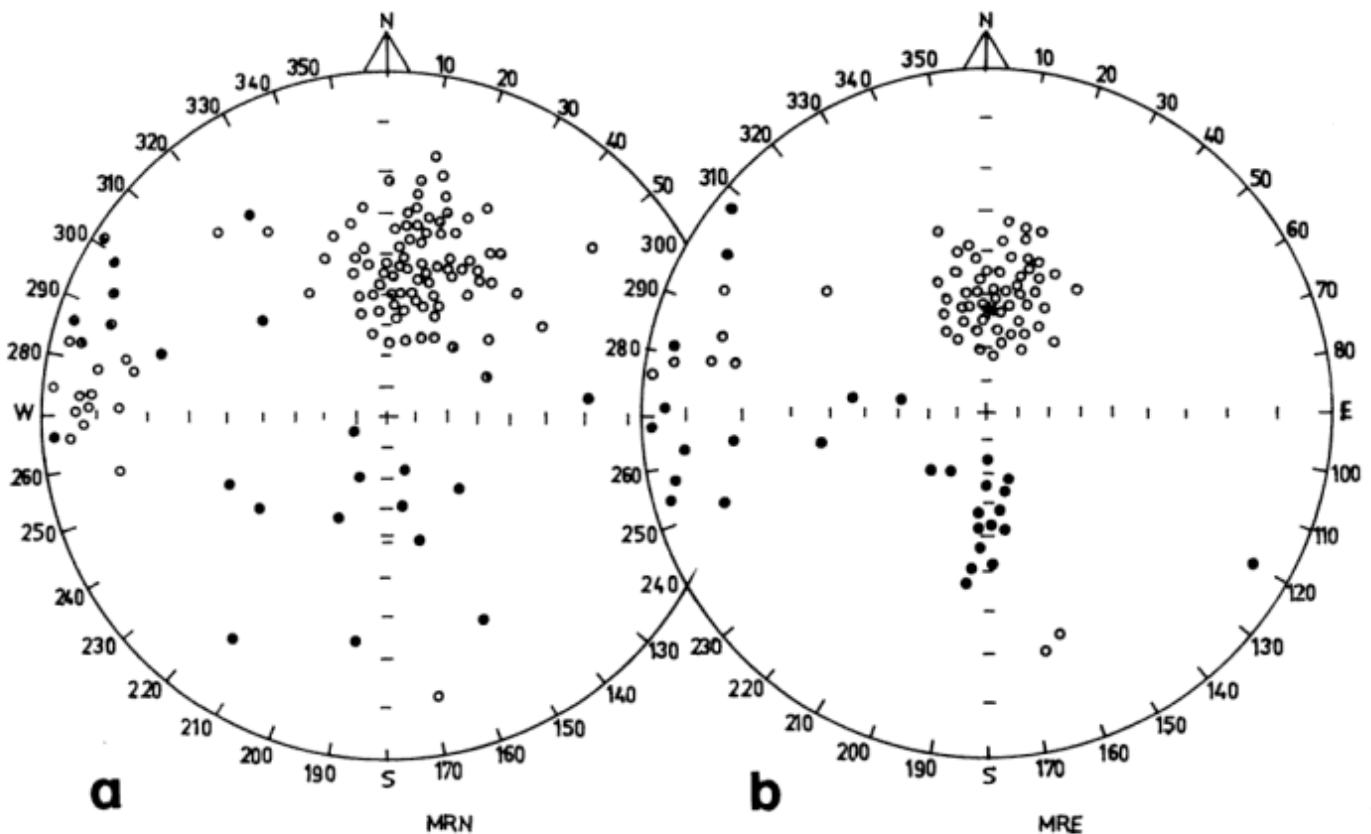


Figura 4.a: Direcciones del magnetismo remanente natural (mrn) ○, inclinación negativa, ●, inclinación positiva. b: Direcciones del magnetismo remanente estable (mre). *, dirección del campo dipolar axial.

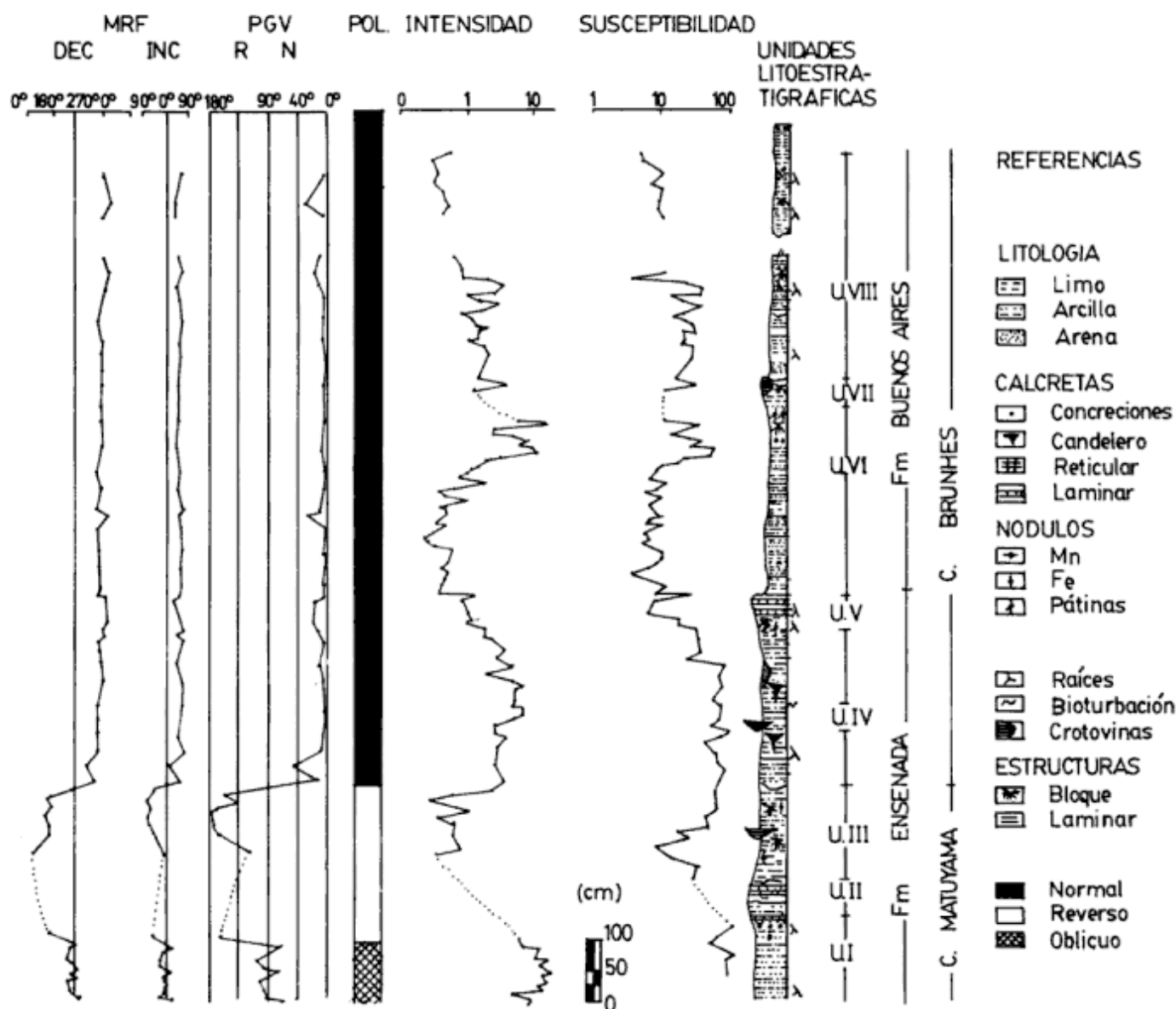


Figura 5: Magneto y litoestratigrafía de los perfiles de Baradero. Correlación con las Formaciones Ensenada y Buenos Aires y con los Cronos Matuyama y Brunhes.

relativamente altos de susceptibilidad, aunque menores que la sección infrayacente, y más bajos en el tope de la misma. Particularmente debido a que esta unidad ha sido identificada como un paleosuelo de valor regional (Luna *et al.* 1990), el comportamiento de la susceptibilidad magnética puede ser indicativo de la distribución de los óxidos de hierro en un horizonte paleoedáfico con cierto grado de hidromorfismo (Maher 1986), como los presentes en nuestra región.

La variación de los valores de susceptibilidad en la unidad VI, a su vez, podría señalar la presencia de

facies reductoras y oxidantes en los depósitos, reflejando con mucho detalle características del ambiente de sedimentación, las que son coherentes con la variación de colores (castaños y verdosos) observados en los afloramientos.

Los valores más altos de susceptibilidad coinciden mayoritariamente con la presencia de sedimentos loessicos y con mayores proporciones de óxidos férricos, en relación a los ferrosos (Fig. 5). A su vez, los bajos valores de susceptibilidad magnética (Unidades III, V, y secciones de las unidades VI y VIII), coinciden con la presencia de paleosuelos con rasgos hidro-

mórficos (Unidades III y V) y/o con sedimentos depositados en ambientes reductores, probablemente límnicos (secciones de las Unidades VI y VIII).

Discusión de resultados

Los resultados paleomagnéticos obtenidos son consistentes entre las secciones y producen una zonación de polaridad claramente definida.

El límite Brunhes-Matuyama ha sido identificado en los diferentes afloramientos estudiados, en el mismo nivel estratigráfico y en similar posición topográfica.

Este límite está restringido a un intervalo sedimentario estrecho entre las unidades III y IV y generalmente se encuentra por encima de un geosol, que hemos denominado "Geosol Hisisa", que a su vez se superpone a un horizonte calcáreo. En todos los casos estudiados, se encuentra localizado dentro de un horizonte con elevado contenido de vidrio volcánico y en la sección superior de la Formación Ensenada.

La presencia de dicho límite vinculado a un horizonte vitroclástico, indica que el cambio de polaridad magnética se produjo durante un período con mayor actividad volcánica en la cordillera. Debido a que ésta es una correlación que se repite, pues ya ha sido observada en otros perfiles estudiados en la provincia (Nabel 1991), podría indicar que el cambio de polaridad magnética esté vinculado a un aumento significativo de la actividad interna del planeta. Observaciones similares fueron realizadas por otros autores en el Océano Pacífico Sur (Kenett y Watkins 1970) y podrían evidenciar una de las vinculaciones del fenómeno de reversión de polaridad.

Por otra parte, la presencia de tal cantidad de vidrio volcánico sugiere condiciones ambientales de menor temperatura y probablemente de mayor aridez. Esto es coherente con la observación de campo y de gabinete. El cambio de polaridad magnética se produjo por encima del "Geosol Hisisa" (Unidad III) y en la base de una sección loésica (Unidad IV). Estas observaciones sugieren que hace 0,73 Ma (límite Brunhes-Matuyama) en la región de estudio, las condiciones climáticas pasaron de ser más húmedas (y probablemente más cálidas) a más secas (y frías).

Los valores de susceptibilidad son generalmente mayores en las secciones loésicas, disminuyendo en un orden de magnitud en los niveles de paleosuelos (Fig. 5). Este comportamiento se ha repetido en todas las secciones estudiadas, y puede ser utilizado como indicador secundario de dichos cambios. Debido a que

los valores de susceptibilidad están directamente relacionados a las condiciones de oxidación, dichos valores han sido utilizados como indicadores climáticos secundarios (Liu *et al.* 1985).

En el loess de la China, por ejemplo, los sedimentos depositados en ambientes fríos y secos, usualmente contienen el Fe como FeO, por lo que la susceptibilidad magnética es menor que en sedimentos depositados en climas húmedos y cálidos donde el Fe₂O₃ es el estado prevalente. Sin embargo no es posible trasladar mecánicamente las observaciones realizadas en otros lugares del planeta. En nuestra región, los sedimentos que evidencian la presencia de un clima más húmedo y cálido, con el desarrollo de rasgos pedogenéticos, presentan, a diferencia de los observados en China y en el centro de Europa, susceptibilidades menores que aquéllos depositados en condiciones secas y frías. Esta característica de los Sedimentos Pampeanos en el área, probablemente esté vinculada a la presencia de rasgos hidromórficos asociados a los paleoedáficos observados los que presentan condiciones ferrosas prevalecientes. En suelos permanentemente húmedos y de drenaje pobre, el Fe movilizado por los procesos edáficos puede no haberse perdido, pero permanece en el perfil en forma reducida dando una respuesta magnética baja (Maher 1986). Ello podría explicar la disminución de los valores de susceptibilidad magnética en las secciones paleoedáficas.

En nuestra región, la susceptibilidad también pueden ser utilizada como indicador climático secundario, pero los bajos valores indicarían ambiente húmedo con condiciones reductoras.

La asociación mineralógica es del tipo volcánica, lo que ya ha sido observado por otros autores (Teruggi 1957; González Bonorino 1965; entre otros). La fuente de aporte del vidrio volcánico, de naturaleza ácida, se relaciona con el vulcanismo pleistoceno. Su proveniencia es compleja, pero su frescura y angulosidad, indican un medio de transporte principalmente eólico, aunque también hay evidencias de retransporte.

Si bien en la mayor parte de las muestras analizadas se observan estructuras y rasgos edáficos (Brewer 1964; Andreis 1981), éstos tienen su desarrollo más conspicuo en las Unidades III y V. La Unidad V ha sido considerada por sus características mega y microscópicas, como así también por su extensión areal, un geosol de valor estratigráfico, representa el techo de la Fm. Ensenada y la separa de la Fm. Buenos Aires suprayacente (Luna *et al.* 1990). Es por ello y de acuerdo a normas estratigráficas vigentes (Código Argentino de Estratigrafía 1992) que proponemos la denominación de "Geosol Tala" para el mismo. Dillon

(1985) menciona la presencia de una paleosuperficie en el área que denominó "Suelo Gral. Savio", pero no hemos podido acceder a una descripción de la misma, por lo que no sabemos si se refiere a la aquí designada.

La Unidad III también presenta conspicuos rasgos edáficos, los que han sido descritos en detalle en Luna *et al.* (1990). Si bien no se ha podido verificar la extensión areal de dicha Unidad, pues se encuentra frecuentemente cubierta, la importancia estratigráfica de la misma, debido a que señala el final del Cron Matuyama, nos induce a identificarlo con un nombre. El mismo ha sido elegido sobre la base del lugar donde es posible observarlo con mayor claridad, por lo que se le ha denominado "Geosol Hisisa".

En estas unidades se ha observado la presencia de ilita-esmectita en iguales proporciones, lo que ya había sido observado en otras unidades paleoedáficas de la Ciudad de Buenos Aires (Nabel y Spiegelman 1988).

La parte superior del perfil (Unidades VI, VII y VIII) presentaron direcciones de magnetización de polaridad normal, por lo que se les ha asignado una edad paleomagnética Brunhes (menor que 0,73 Ma). A su vez, restos de *Sclerocalyptus* encontrados en las secciones cuspidales permiten acotar la edad de su techo, asegurando que su depositación es anterior a la extinción de los grandes mamíferos.

Estas unidades pueden correlacionarse con la Fm. Buenos Aires (Unidades VI y VII) y quizá también con la Fm. La Postrera (Unidad VIII) (Fidalgo, com. pers.), del Pleistoceno superior. Dichas formaciones están presentes en esta región en facies diferentes a las observadas y descritas en la región oriental, probablemente vinculadas a ambientes límnicos y muchas veces afectadas por procesos de óxido-reducción. Su asociación mineralógica con predominancia de esmectitas, probablemente se vincule a la presencia de un mayor contenido de agua en el momento de su depositación.

Las unidades inferiores (I a V) presentan una asociación mineralógica con poco cuarzo, vidrio volcánico abundante en uno de los niveles (Unidad IV) y predominancia de ilita en la fracción fina, equivalentes a la Zona I subzonas b y c definidas por González Bonorino (1965) para la ciudad de Buenos Aires y descritas por Riggi *et al.* (1986) en La Plata. Corresponden a la sección superior de la Formación Ensenada que aflora en esta región.

La distribución mineralógica en la fracción fina, con predominancia de esmectitas en la Fm. Buenos Aires

y de ilita en la Fm. Ensenada, es equivalente a la hallada en la Laguna Yalca (Dangavs y Dalla Salda 1973).

Conclusiones

Las Unidades de I a V reconocidas en el campo se correlacionan con la sección superior de la Fm. Ensenada. En la misma, se han identificado dos geosoles, uno de características regionales que representa el techo de la formación (Unidad V) y que hemos denominado "Geosol Tala". El límite superior del mismo corresponde a la paleosuperficie que separa la Fm. Ensenada de la Fm. Buenos Aires suprayacente, en la región.

El otro geosol reconocido en la Fm. Ensenada, es el que ha sido denominado "Geosol Hisisa" (Unidad III) y representa el final del Cron Matuyama en la región. Si bien la ubicación topográfica del mismo (se encuentra próximo a la base de los perfiles y frecuentemente se halla cubierto) ha impedido reconocer su extensión areal, su importancia estratigráfica justifica su designación.

Las Unidades VI a VIII se correlacionan con la Fm. Buenos Aires. Dentro de estas unidades también se ha observado el desarrollo de niveles paleoedáficos aunque éstos no han sido aún formalmente designados.

Se ha identificado el límite Brunhes-Matuyama, en la sección superior de la Formación Ensenada, entre las unidades III y IV o en la Unidad IV, por encima del "Geosol Hisisa", aproximadamente a los 6-7 m s.n.m..

El límite Bruhnes-Matuyama se encuentra localizado en el nivel que registra el mayor contenido de vidrio volcánico del perfil.

Las características sedimentológicas asociadas al límite Brunhes-Matuyama sugieren que hace 0,73 Ma se produjo un cambio climático en la región, de condiciones húmedas y cálidas a secas y frías.

La distribución de unidades reconocidas en la Formación Ensenada que aflora en las barrancas de Baradero, que es la que se ha estudiado con mayor detalle, sugiere una alternancia de condiciones paleoclimáticas y paleoambientales durante su depositación. Así, la presencia de niveles loessicos y edáficos intercalados, sugiere una alternancia de climas secos y fríos a húmedos y cálidos respectivamente.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a la Comunidad Económica Europea y al Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas, quienes, sobre la base de un convenio de cooperación, han subsidiado este trabajo. Asimismo desean agradecer al Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", que ha brindado la infraestructura necesaria para su realiza-

ción. A Mario Iñíguez Rodríguez y a Martín Iriondo por su permanente apoyo, con quienes se discutió y elaboró cada una de las etapas del trabajo. A J. Maggi quien ha colaborado en las determinaciones espectrográficas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R., 1981. Identificación e importancia geológica de los paleosuelos. En: Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Ed.). Libro de texto 2: 55p. Porto Alegre.
- Brewer, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley & Sons, 470 p. New York.
- Burckhardt, C., 1907. La formation pampéenne de Buenos Aires et Santa Fe. En: Lehmann-Nitsche, R. (Ed.). Nouvelles recherches sur la formation pampéenne et l'homme fossile de la République Argentine. Revista del Museo de La Plata 14:146-171.
- Camilión, C., Mormeneo, L., Iñíguez Rodríguez, A. y Maggi, J., 1990. Clay minerals and particle size distribution in loessic sediments of North-East Pampa Plain, Argentina. Resúmenes expandidos Simposio Internacional sobre Loess, pp.49-54. Mar del Plata.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria, 20:1-64.
- Dangavs, N. y Dalla Salda, L., 1973. La Laguna Yalca. Revista del Museo de La Plata, Geología 8 (69):281-313.
- Dillon, A., 1985. Estratigrafía de los depósitos superficiales en el norte de la Prov. de Buenos Aires. Resúmenes de las Primeras Jornadas Geológicas Bonacrenses. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires : 17-18. Tandil.
- Folk, R., 1954. The distribution between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journal of Geology, 62:344-359.
- Frenquelli, J., 1946. Las barrancas del Puerto de Rosario. Revista del Museo de La Plata, Geología 4:91-124.
- Gardenal, L.M., 1985. Geología superficial en la Cuenca del Río Arrecifes. Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 71 p. (Inédito).
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (1): 67-148.
- Heller, F. y Liu Tungsheng, 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. Nature, 300:431-433.
- Kenneth, J.P. y Watkins, N.D. 1970. Geomagnetic polarity change, volcanic maxima and faunal extinction in the South Pacific. Nature, 227:930-934.
- Kukla, G. y Nakagawa, H., 1977. Late Cenozoic Magneto-stratigraphy. Quaternary Research 7:283-293.
- Liu Tungsheng, An Zhisheng, Yuan Baoyin y Han Jiamao, 1985. The loess-paleosol sequence in China and climatic history. Episodes, 8 (1):21-28.
- Luna, A., Nabel, P., Machado, G., 1990. Reconocimiento de un paleosuelo entre las Formaciones Ensenada y Buenos Aires, en el NE de la Provincia de Buenos Aires (San Pedro-Baradero). Resúmenes expandidos Simposio Internacional Sobre Loess, pp.138-142. Mar del Plata.
- Maher, B.A., 1986. Characterization of soils by mineral magnetic measurements. Physics of the Earth and Planetary Interior 42:76-92.
- Nabel, P., 1991. Palaeomagnetic changes recorded in Brunhes-Matuyama boundary of the Pampean Sediments Buenos Aires Prov. Argentina. Abstracts 13^o International Quaternary Association Congress (INQUA). 1 p. China.
- Nabel, P. y Valencio, D., 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36(1):7-18.
- Nabel, P. y Spiegelman A., 1988. Caracterización sedimentológica y paleomagnética de una sección del Pampeano, en el subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(2):224-230.
- Nabel, P., Machado G., Luna, A., 1990a. Criterios diagnósticos en la estratigrafía de los "Sedimentos Pampeanos" del Noreste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas 11^o Congreso Geológico Argentino, 2: 121-124. San Juan.
- Nabel, P., Machado, G., Luna, A., 1990b. Identificación del límite Brunhes-Matuyama (0.73 m.a.) en sedimentos Pleistocenos de la Provincia de Buenos Aires. Resúmenes expandidos Simposio Internacional sobre Loess, pp.91-95. Mar del Plata.
- Riggs, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O.R., Porro, N.E., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4):316-333.
- Roth, S. 1898. Catálogo de los mamíferos fósiles conservados en el

- Museo de La Plata. Revista del Museo de La Plata, 8(3):33-160.
- Roth, S. 1920. Investigaciones geológicas en la llanura pampeana. Revista del Museo de La Plata, 25:135-342.
- Santa Cruz, J.N., 1972. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27(1):5-62.
- Srodon, E. y Eberl, D., 1984. Illites. En: Bailey, G. (Ed.) Micas. Review in Mineralogy, 13: 495-539.
- Teruggi, M.E., 1954. El material volcánico piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (3):184-191.
- Teruggi, M.E., 1957. The nature and origin of Argentine Loess. Journal Sedimentary Petrology, 27 (3):322-332.
- Valencio, D.A., 1980. El magnetismo de las rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 351 p. Buenos Aires.
- Vignati, M., 1957. Aportes para el conocimiento de la dentición del hombre fósil de Baradero. Ameghiniana, 1(1-2):101-107.

Recibido: 1º de julio, 1992

Aceptado: 12 de julio, 1993

Niveles marinos del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, Provincia de Buenos Aires: geocronología y correlaciones

Nilda E. WEILER

*Instituto de Geocronología y Geología Isotópica. Ciudad Universitaria
1428 Nuñez, Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Late Pleistocene and Holocene sea levels from Bahía Anegada, Buenos Aires province: Geochronology and correlations.* Littoral deposits in Bahía Anegada (39° 55' 30" to 40° S, 62° 15' to 62° 30' W) were formed during three transgressive episodes, two during the Late Pleistocene and the third in the mid-Holocene. The oldest episode is correlated with the Sangamon Interglacial, the middle one with the mid-Wisconsin Interstadial and the youngest is assigned to the mid-Holocene. The deposits belonging to the Sangamon have ¹⁴C ages older than 43,000 y BP. Mid-Wisconsin deposits are those of barrier islands and lagoons. ¹⁴C ages for these deposits range between 28,700 and 38,500 y BP.

Introducción

El presente trabajo es parte de las tareas desarrolladas entre los 33° y 41° Sur, en el marco del Proyecto de Investigación y Desarrollo N° 039 19608/85 del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas denominado "Paleoclimas y Geocronología del Pleistoceno tardío y Holoceno en latitudes medias de la República Argentina". En este caso el área en estudio está ubicada entre los 39° 53' 30" y 40° 00' Sur; 62° 15' y 62° 30' Oeste (Fig. 1). Mediante el uso de fotografías aéreas obtenidas por el Instituto de Fotointerpretación Argentino, hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar a escala 1:50.000 (3963-35-1 y 3963-35-3) y observaciones de campo se realizó el mapa de la Fig. 1.

El relevamiento de perfiles se hizo posible por la existencia en el área de canteras abiertas para la explotación de materiales (rodados y arenas), utilizados en la construcción y mejoramiento de los caminos vecinales. Por otro lado, la Corporación Frutihortícola del río Colorado ha realizado obras de canalización, por medio de las cuales han quedado expuestos interesantes depósitos a lo largo de alrededor de 5 kilómetros. En esos perfiles artificialmente expuestos se analizaron distintas facies sedimentarias, se extrajeron muestras para la determinación de la microfauna calcárea (foraminíferos y ostrácodos) y para dataciones mediante el método ¹⁴C.

La presencia en esta área de depósitos correspondientes a niveles marinos relativamente elevados ocurridos durante el Pleistoceno tardío y Holoceno medio fue anteriormente señalada por Weiler (1984),

González y Weiler (1983), González *et al.* (1986, 1988 a y b) y Weiler (1988).

Al respecto Weiler (1984) caracterizó como islas de barrera a las geoformas del Holoceno medio y González y Weiler (1983) señalan que las mismas indican un evento transgresivo y que tienen una Edad Geológica Probable de 4850 ± 90 a AP; González *et al.* (1986) mencionan que en esta zona se hallaron depósitos transgresivos con edades correspondientes al Wisconsin medio, luego González *et al.* (1988a) presentan múltiples análisis sustentando la validez de la mismas; González *et al.* (1988b) señalaron en base a la posición altimétrica de los depósitos que esta área se comportó con relativa estabilidad durante el Pleistoceno tardío y Holoceno; por último, Weiler (1988) hace una breve referencia acerca de la presencia en esta área de depósitos litorales vinculados a por lo menos tres eventos de nivel marino relativamente elevado ocurridos, dos de ellos durante el Pleistoceno tardío (Sangamon? y Wisconsin medio) y el otro durante el Holoceno.

Todas las dataciones se realizaron en el laboratorio de C14 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, utilizando la metodología detallada por Alberó *et al.* (1980). Las mismas se presentan en la Tabla 1.

Morfología

El sector de costa analizado en esta oportunidad se eleva desde la línea de costa actual hasta aproximadamente los 10 m s.n.m. El mismo se encuentra en la

parte central de la región morfoestructural denominada "Cuenca del Colorado" (Yrigoyen 1975).

En esta área se reconocieron los siguientes rasgos morfológicos (Fig.1):

Islas de barrera y albuferas del Pleistoceno tardío

Las islas de barrera del Pleistoceno tardío y sus correspondientes albuferas se encuentran entre las cotas de 5 y 10 m aproximadamente. Fueron caracterizadas en principio por Weiler (1984) como crestas de playa de rodados. Más tarde, Weiler (1988) las define como islas de barrera correspondientes al Pleistoceno tardío.

Cada una de esas islas de barrera está formada por una única cresta de playa (*beach ridge*) angosta (200 a 300 m de ancho) y poca extensión ya que cada 2 a 3 km se encuentra disectada por angostos estrechos de mareas (*tidal inlets*). Están constituidas por gravas medianas con facies arenosas y abundante conchilla.

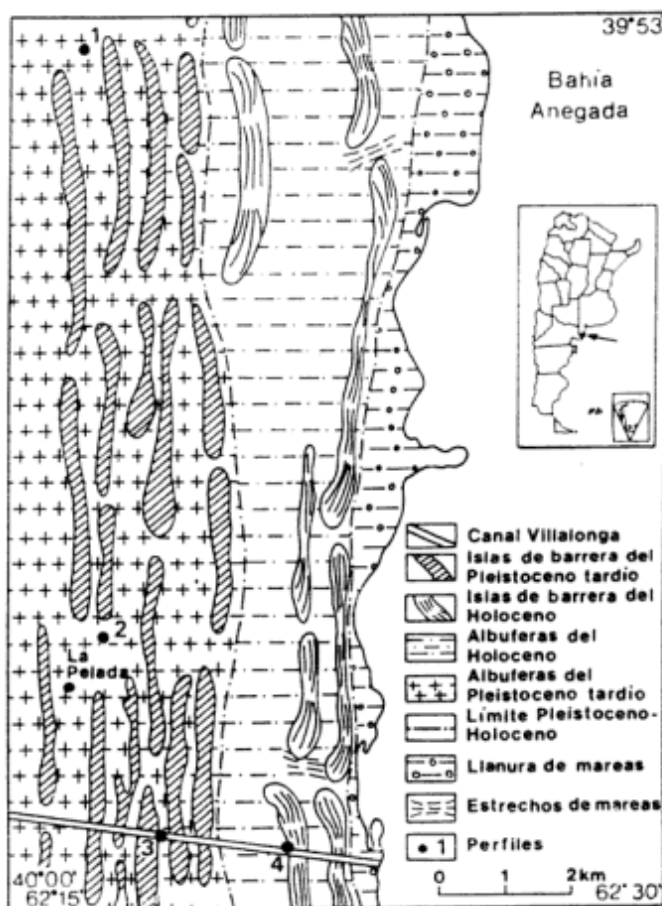


Figura 1: Mapa de ubicación y bosquejo geomorfológico del área estudiada.

Hacia el continente de cada isla de barrera aparece una zona suavemente deprimida en la que se encuentran arenas medianas a finas con gravas pequeñas dispersas. Esas suaves depresiones corresponden a albuferas.

Se ha logrado hasta el presente reconocer de oeste a este cinco alineaciones de islas de barrera y sus respectivas albuferas, todas correspondientes al Pleistoceno tardío.

Según Hayden y Dolan (1979) la escasa magnitud de estas geoformas indicaría su formación en un ambiente de alta energía (perfil de playa submarina con pronunciada pendiente, fuerte oleaje y rango de mareas mesotidal).

Islas de barrera y albuferas del Holoceno medio

Hacia el este y en costas menores (2,5 a 5 m) de las islas de barrera y albuferas del Pleistoceno tardío se encuentra una sucesión de geoformas semejantes pertenecientes al Holoceno. Las mismas fueron caracterizadas por Weiler (1984), González y Weiler (1983) y más tarde Weiler (1988) como islas de barrera.

Dichas geoformas al igual que las correspondientes al Pleistoceno tardío están formadas por una sola cresta de playa (*beach ridge*) compuesta de gravas, arena gruesa y conchillas con unos 300 a 400 m de ancho y 4 a 6 km de largo. Están separadas en sentido transversal por angostos estrechos de mareas (*tidal inlets*).

Desde el continente hacia el mar se han reconocido tres conjuntos de islas de barrera con sus respectivas albuferas.

Las albuferas están representadas morfológicamente por zonas suavemente deprimidas situadas hacia el continente de las crestas de playa que conforman a las islas de barrera. Las mismas están constituidas por arenas medianas a finas con gravas pequeñas dispersas y malacofauna de ambiente estenohalino.

Dado que estas geoformas tienen un tamaño un poco mayor que las correspondientes al Pleistoceno tardío, se podría suponer, siguiendo el criterio de Hayden y Dolan (1979), que durante el Holoceno la energía del litoral era menor que durante el Pleistoceno tardío.

Planicie de mareas

Hacia el este de las islas de barrera pertenecientes al Holoceno y a partir de la cota de 2,5 m y hasta la

Tabla 1: Datos analíticos de las edades ^{14}C presentadas en el texto

Nº Muestra	Actividad de la muestra	Actividad del patrón	^{13}C (%) Muestra	^{13}C (%) Standard	Edad
AC-1011	6,61+0,19	50,33+0,19	2,8+0,2	-18,10	> 43000
AC-1012	6,87+0,08	50,33+0,19	0,0+0,2	-18,10	38500±2900
AC-1013a	24,04+0,22	50,69+0,18	1,4+0,2	-16,70	5310±110
AC-1013b	22,60+0,15	50,33+0,19	1,4+0,2	-18,10	5980±90
AC-1014	23,60+0,22	50,69+0,18	2,3+0,2	-16,70	5570±120
AC-1015	7,25+0,09	50,33+0,19	0,4+0,2	-18,10	31600±1400
AC-1016	6,26+0,07	50,69+0,18	2,5+0,2	-16,70	31000±2000
AC-1017	24,31+0,20	50,33+0,19	0,0+0,2	-18,10	5200±110
AC-1018	7,27+0,13	50,33+0,19	2,1+0,2	-18,10	31400±1700
AC-1202	29,72+0,41	63,60+0,36	0,0+0,2	-20,90	5630±170
AC-1203	9,41+0,08	63,71+0,08	0,0+0,2	-20,90	31900±1100

línea de costa actual, se extiende una planicie de mareas con una suave pendiente hacia el mar. De este a oeste la misma se divide en dos sectores: el más elevado sólo es en parte inundable durante las mareas extraordinarias y el más deprimido, que está disectado por numerosos canales de marea, es inundable en su mayor parte durante las mareas diarias.

Por otro lado, se observa que entre ambos sectores existe una gradación vegetal de oeste a este. La misma comienza con una asociación de jarilla, chañar y piquillín en las partes más elevadas, mientras que en los sectores de altura intermedia aparecen pastos duros especialmente del género *Stipa* y otras especies afines hasta que se encuentra *Salicornia* sp., típica de ambiente de alta salinidad.

Ambos sectores de la mencionada planicie de mareas están compuestos por arenas finas limosas con intercalaciones de lentes de arcilla. Hacia la línea de costa actual el porcentaje de arcilla aumenta.

Estratigrafía

De las observaciones de campo realizadas en el área se describen a continuación los perfiles más representativos. La ubicación de los mismos se encuentra en la Fig. 1. En particular se presentan los perfiles de las islas de barrera y de sus albuferas.

Perfil I (Fig. 2)

Descripción

Este perfil se observó sobre una isla de barrera en una cantera abandonada ubicada en el campo de Percaz. De abajo hacia arriba se observan los siguientes niveles:

Nivel I: 1,10 m de espesor que comienzan con arenas finas con un alto contenido de limo; hacia arriba aparecen arenas medianas a finas con restos de *Glycymeris longior* (Sowerby), *Amiantis purpurata* (Lamarck) y *Pitar rostratus* (Koch).

El análisis de la microfauna calcárea (foraminíferos y ostrácodos) indicó para el sector superior de este nivel características de ambiente litoral.

Nivel II: En contacto neto sobre el nivel I se encuentran 2,20 m de gravas medianas a gruesas. El conjunto está dispuesto en láminas alternantes de gravas y arenas con estructura entrecruzada planar, sólo observable en algunos sectores. Las gravas están cementadas por CO_2 Ca epigenético (tosca) y las láminas de arena contienen CO_2 Ca pulverulento y restos de moluscos marinos tales como *Glycymeris longior*, *Pitar rostratus*, *Crepidula aculeata* (Gmelin), *C. protea* d'Orbigny, *Tegula patagonica* (d'Orbigny), *Zidona angulata* (Swainson), *Natica isabelleana* d'Orbigny. Hacia el techo aparecen 0,50 m de gravas medianas a gruesas (clastos de 2,5 a 5 cm de diámetro) con restos de conchillas marinas de las mismas especies que en la parte inferior. Este sector tiene estructura masiva y el tope fuertemente cementado por CO_2 Ca epigenético (tosca).

Nivel III: En discordancia sobre el nivel II se apoyan 0,85 m de sedimentos de los cuales 0,40 m están compuestos por arenas muy finas y limos con restos de moluscos de las siguientes especies: *Littoridina australis* (d'Orbigny), *Erodona mactroides* Daudin y *Tagelus gibbus* Splenger. Los 0,30 m restantes están compuestos por limos con clastos de 1 cm de diámetro algunos de tosca y otros de pórfidos y cuarzo. Estos 0,30 m presentan signos de edafización.

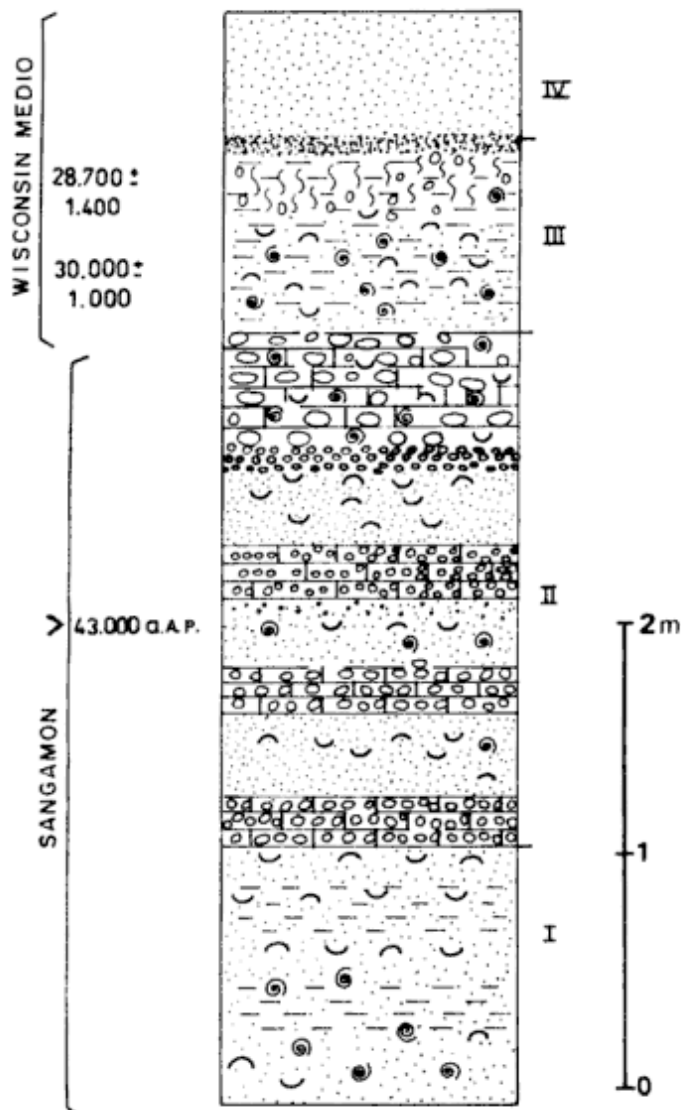


Figura 2: Perfil 1. Levantado en el campo de Percaz, donde se observan los depósitos correspondientes al Sangamon y al Wisconsin medio.

Nivel IV: en discordancia sobre el nivel III aparecen 0,50 m de arenas medianas a finas, color castaño grisáceo, sueltas, sin fósiles.

Interpretación

Nivel I: La textura y la microfauna calcárea están indicando un ambiente de cara de playa (*shoreface*). Precisando, en el sentido de Elliot (1981), los 0,50 m inferiores corresponden a la parte inferior de la cara de playa (*lower shoreface*) y el metro restante a la parte superior de la cara de playa (*upper shoreface*).

Nivel II: Por la textura y la estructura entrecruzada planar que presenta este nivel pertenece a un ambiente de playa frontal (*foreshore*) en el sentido de

Spalletti (1980). De este nivel se obtuvo una edad de más de 43000 años AP.

Nivel III: En este caso la textura que presenta estaría indicando que se trata de un depósito de albufera en el sentido de Friedman y Sanders (1978). La presencia de *Littoridina australis*, *Erodona mactroides* y *Tagelus gibbus*, estarían confirmando tal suposición. De este depósito se obtuvieron dos edades ^{14}C , una de 30000 ± 1000 años AP y la otra de 28700 ± 1400 años AP.

Perfil 2 (Fig. 3)

Descripción

Este perfil se observó a unos 1000 m hacia el noreste del establecimiento de campo "La Pelada" (Hoja 3993-35-3); a orillas de un canal para riego. De abajo hacia arriba se observan los siguientes niveles:

Nivel I: 0,50 m de arena mediana a fina y limo de color gris con gravas dispersas de 1 a 2 cm de diámetro. Contiene valvas de moluscos marinos tales como *Adelomedon* sp. y *Pitar rostratus*. El conjunto es masivo y en el techo presenta una plancha de CO_2Ca epigenético (tosca) de unos 20 a 30 cm de espesor.

Nivel II: En discordancia por encima del nivel I se encuentra aproximadamente 1 m de sedimentos que comienzan con un conglomerado de color gris compuesto por gravas de pórfido y cuarzo de 3 a 4 cm de diámetro; también se intercalan arenas gruesas ricas en restos de moluscos mesochalinos. Entre las especies de moluscos más características se encuentran: *Tagelus plebeius* (Lightfoot), *Tegula patagonica*, *Crepidula aculeata*, *Olivancillaria ureus* (Roeding) y *O. uretai* Klappenbach, *Glycymeris longior*, *Ostrea* sp., *Tivela isabelleana* (d'Orbigny) y *Pitar rostratus*.

Nivel III: 1,30 m de arena fina limosa de color castaño, gravas dispersas de 1 a 2 cm de diámetro y *Tagelus plebeius* enterradas en posición de vida, en contacto neto sobre el nivel II. El conjunto se presenta masivo y muy bioturbado, con signos de edafización incipiente.

Nivel IV: Está compuesto de 0,40 m de limos arenosos masivos, color gris con edafización incipiente. El límite con el nivel inferior es transicional.

Interpretación

Nivel I: Es un depósito litoral en el que no se observaron estructuras sedimentarias características, aunque por su textura se podría suponer que corresponde a un ambiente de cara de playa (*shoreface*).

Nivel II: Este nivel por su textura y la presencia de determinados restos de malacofauna, podría corresponder a un depósito de ambiente de playa frontal (*foreshore*). De este nivel se obtuvieron dos edades una de 38500 ± 2900 años AP y la otra de 31900 ± 1100 años AP. Se tomó la menor edad como la más cercana a la formación del depósito.

Nivel III: Depósito de ambiente de albufera en el sentido de Friedman y Sanders (1978). La presencia de *Tagelus plebeius* confirma tal suposición.

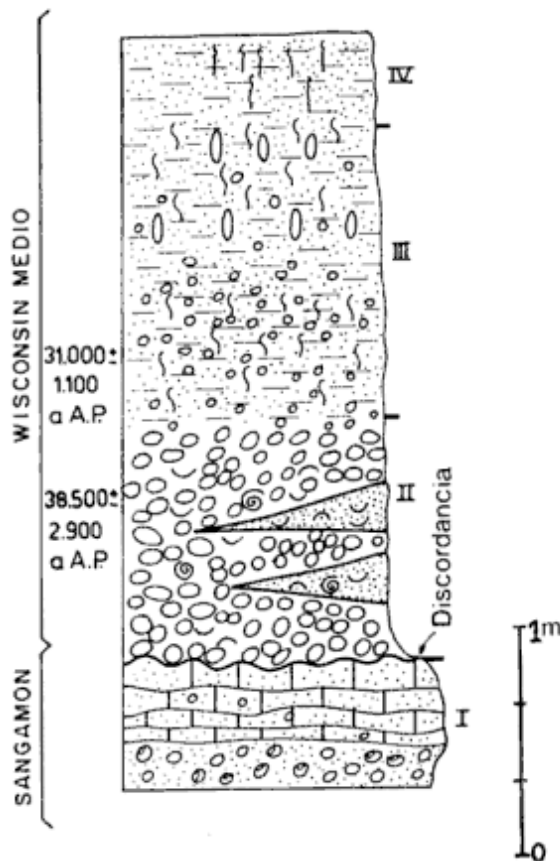


Figura 3: Perfil 2, levantado a unos 1000 m hacia el noreste del Establecimiento "La Pelada". Se observan depósitos del Sangamon y Wisconsin medio.

Nivel IV: Arenas eólicas actuales depositadas por encima de los materiales de la albufera correspondiente al nivel III.

Perfil 3 (Fig. 4)

Descripción

Este perfil se observó donde el canal Villalonga de oeste a este corta en forma transversal a por lo menos cinco conjuntos de islas de barrera y albuferas (Fig. 1). De abajo hacia arriba se observaron los siguientes niveles:

Nivel I: En la base presenta 0,80 m a 1 m de gravas y arenas intercaladas con estructura entrecruzada planar con láminas buzantes hacia el este. Presenta restos de los siguientes moluscos: *Zidona angulata* (Swainson), *Pitar rostratus* y *Adelomedon* sp. Hacia arriba el depósito se halla cementado por CO_2Ca epigenético (tosca), presentado ya en el techo una plancha de ese material de unos 0,30 m de espesor. Sobre la misma se hallan adheridas valvas de *Ostrea* sp. El tope de este nivel presenta una topografía muy irregular del tipo paleosuperficie erosiva, que en parte desaparece por debajo del canal y en otras se levanta 1 m por encima del mismo.

Nivel II: Este nivel se apoya en discordancia erosiva sobre el nivel I. El mismo está compuesto por dos depósitos sincrónicos pero con características sedimentológicas diferentes por esa razón para su mejor descripción se lo dividió de este a oeste en IIA y IIB.

Nivel IIA: Este depósito alcanza un espesor máximo, entre los 4 y 5 metros. En la base tiene fragmentos angulosos de tosca proveniente de la erosión del techo del nivel I. Sobre esos fragmentos y hasta el techo se presenta una secuencia de láminas intercaladas de gravas en matriz arenosa, gravas granosostén y arenas gruesas. El conjunto tiene estructura entrecruzada planar con gradación inversa y con las láminas paralelas a subparalelas entre sí, en partes con láminas de arena fina.

Las láminas buzaban hacia el este con un ángulo de 10° y 15° . Abundan especies de los siguientes moluscos: *Tegula patagonica*, *Littoridina australis*, *Crepidula aculeata*, *C. protea*, *Trophon lacianatus* (Martin), *Anachis moleculina* (Duclos), *A. isabellei*, *Buccinanops lamarkii* (Kiener), *Olivella tehuelchana* (d'Orbigny), *Siphonaria lessona* (Blainville), entre los gastrópodos; y entre los bivalvos: *Nucula puelchana* (d'Orbigny), *Brachidontes rodriguezi* (d'Orbigny), *Carditamera plata* (Ihering); *Corbula patagonica* d'Orbigny, *C. lyoni* Pilsbry y *Erodona mactroides*.

Nivel IIB: Hacia el este, este nivel se interdigita con el depósito IIA el cual está compuesto de 1 m de arenas muy finas en parte limosas de color gris verdoso en la base y castaño amarillento en el techo, con rodados dispersos de 1 a 2 cm de diámetro. Presentan manchas, revestimientos y concreciones de color pardo rojizo (hidromorfismo) y perforaciones debidas a organismos cavadores y raíces (bioturbación). Todo el conjunto presenta gravas dispersas con clastos de 1 a 2 cm de diámetro.

Nivel III: 1 a 1,50 m y en sectores hasta 2 m de arena fina limosa algo arcillosa, de color gris verdoso en la base y castaño amarillento en el techo, con restos de moluscos de las siguientes especies: *Littoridina australis*, *Erodona mactroides* y *Tagelus gibbus*.

En la base presenta laminación y hacia el oeste sobreyace a los depósitos frontales del nivel II.

Interpretación

Nivel I: Depósito de playa frontal (*foreshore*), *sensu* Spalletti (1980), el entoscamiento que presenta en el techo es debido a una larga exposición subaérea, sufrida antes de la depositación del nivel II.

Nivel II: Depósito con características sedimentológicas de playa frontal (*foreshore*), *sensu* Spalletti (1980). Del mismo se obtuvo una edad C14 de 31600 ± 1400 años AP. Los sedimentos que se interdigitan con éstos hacia el oeste (IIB) corresponden a un depósito de albufera datado en 31400 ± 1700 años antes del presente.

Nivel III: Depósito de baja energía correspondiente a una albufera (*sensu* Friedman y Sanders 1978). Esta albufera estaría vinculada genéticamente a una isla de barrera de la que sólo se observan en el campo parte de sus depósitos. De la misma se obtuvo una edad de 31000 ± 2000 años antes del presente.

Perfil 4 (Fig. 5)

Descripción

Este perfil se observó también en el canal Villalonga a unos 1,5 km al oeste de su desembocadura en el mar

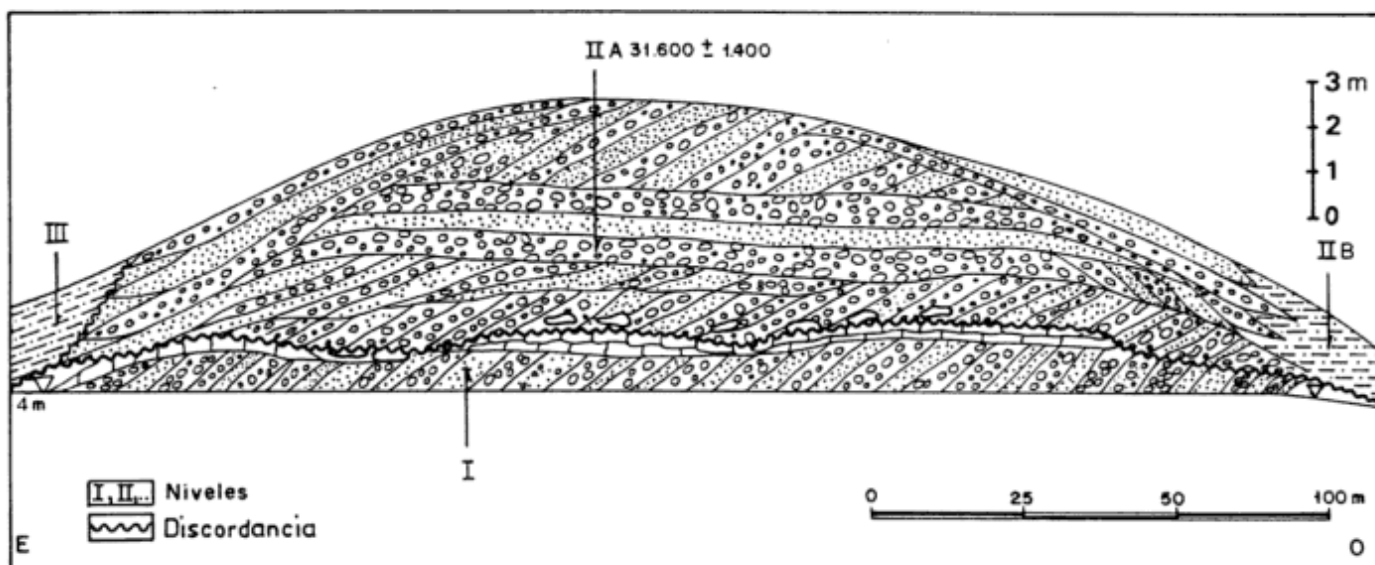


Figura 4: Perfil 3, levantado en un corte expuesto en el canal Villalonga, donde se observan depósitos de una isla de barrera sobre depósitos de playa frontal pertenecientes al Sangamon.

(Fig. 1). En la Fig. 5 se presenta la estratigrafía del lugar, y en la misma se observa que de abajo hacia arriba se encuentran los siguientes niveles:

Nivel I: 1 a 1,20 m de arena muy fina limosa, color gris verdoso con hidromorfismo y bioturbación. Tiene abundantes valvas de *Tagelus gibbus* y *Tagelus plebeius* enterradas en posición de vida y microfauna calcárea (foraminíferos y ostrácodos) de ambiente estenohalino.

Nivel II: Este nivel se apoya en discordancia sobre el nivel I. Está compuesto por dos depósitos sincrónicos pero con características sedimentológicas diferentes. A los efectos de su descripción se los denominó de este a oeste IIA y IIB respectivamente.

Nivel IIA: Depósito con 5 m de espesor en la parte más elevada, en la base contiene arena fina con clastos dispersos de 3 a 5 cm de diámetro, en matriz de arena gruesa con estructura entrecruzada planar buzante hacia el mar (este). Hacia el techo alternan niveles granoderecientes, desde rodados de 3 a 4 cm de diámetro,

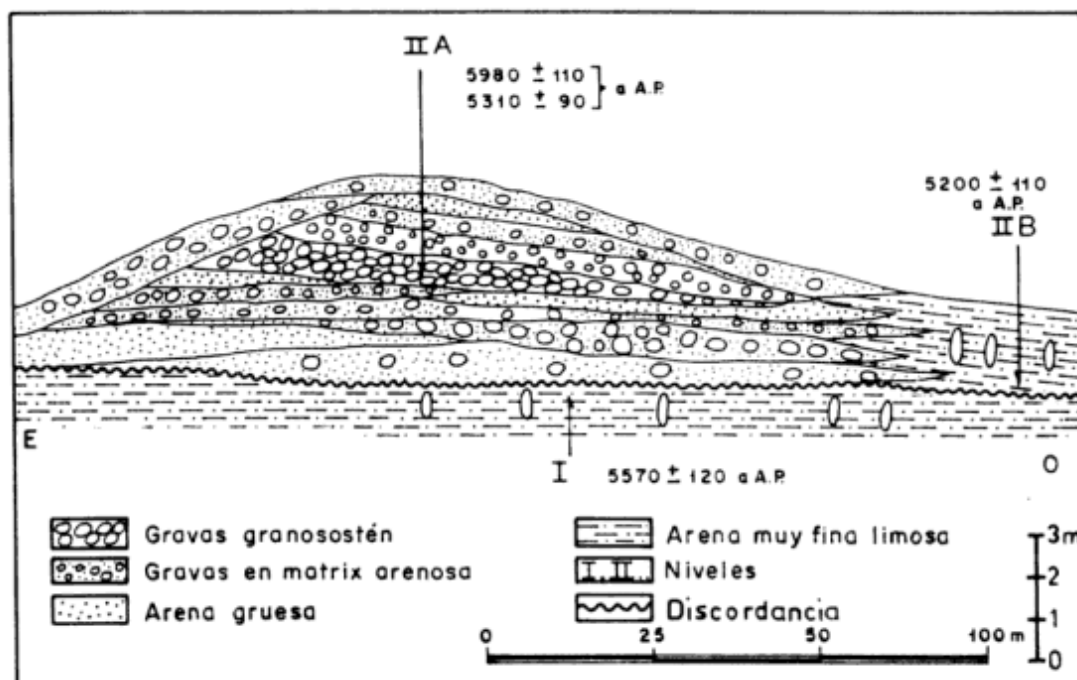


Figura 5: Perfil 4, levantado en el corte del canal Villalonga a 1,5 km de la costa actual. Se observan depósitos de una isla de barrera del Holoceno discordantes sobre depósitos de albufera también del Holoceno.

granosostén, gravas más finas (2 cm de diámetro) y arena sabulítica, hasta arena gruesa con laminación paralela. Los restos de malacofauna que contiene en abundancia corresponden a las siguientes especies: *Pitar rostratus*, *Glycymeris longior*, *Amiantis purpurata*, *Buccinanops lamarkii* (Lamarck), *Crepidula aculeata* y en las láminas arenosas son muy abundantes conchillas de *Adelomedon* sp. y *Zidona angulata*.

Nivel IIB: Depósito compuesto por 2 m de limo arenoso en parte arcilloso, color gris verdoso a castaño grisáceo hacia el techo, con laminación en la base y hacia el techo muy bioturbado. Contiene valvas de *Tagelus plebeius* enterradas en posición de vida. Se interdigita hacia el este con los sedimentos correspondientes al depósito IIA.

Interpretación

Nivel I: Depósito con textura y elementos biológicos característicos de ambiente de albufera. De este depósito se obtuvo una edad de 5570 ± 120 años antes del presente.

Nivel II: Corresponde a una isla de barrera con su respectiva albufera. Por un lado se observa la cresta de la misma (IIA) con estructura de playa frontal (*sensu* Spalletti 1980), y con todas las características sedimentológicas (textura, estructura, geometría, etc) de ese ambiente. Por otro lado hacia el oeste se interdigita con el depósito correspondiente a una albufera (IIB). El mismo fue así definido por las características sedimentológicas que lo distinguen (textura, espesor, estructura, etc.) y biológicas (malacofauna, fauna de ambiente estenohalino), *sensu* Friedman y Sanders (1978).

Para la cresta (IIA) se obtuvieron las siguientes edades C14: 5980 ± 110 años AP; 5630 ± 170 años AP y 5310 ± 110 años AP. Para la albufera (IIB) se obtuvo una edad de 5200 ± 110 años AP, a partir de *Tagelus plebeius* enterradas en posición de vida.

Geocronología, interpretación y correlaciones

La sucesión de geoformas y sus depósitos asociados permitió realizar una cronología relativa para la ubicación temporal de los distintos episodios de nivel marino relativamente elevados ocurridos en el área. De ello surge que existen en el área evidencias de por lo menos tres episodios transgresivos mayores, dos de ellos ocurridos durante el Pleistoceno tardío y el otro durante el Holoceno.

Esos episodios de nivel marino relativamente elevado fueron denominados en orden de antigüedad decreciente: Transgresión Interglacial (Sangamon?), Transgresión Interstadial (Wisconsin medio) y transgresión Postglacial (Holoceno medio) en el sentido de Weiler *et al.* (1987).

En la Fig. 6 se muestra la relación espacial entre los depósitos correspondientes a los tres episodios transgresivos mencionados.

Transgresión Interglacial

Los depósitos correspondientes a los niveles I y II del perfil 1 y el nivel I de los perfiles 2 y 3, representan al episodio paleoestático más antiguo observado en el área.

El tope de dichos depósitos se encuentra entre las cotas de 5 y 5,5 m.

El fuerte entoscamiento que esos depósitos litorales presentan en su parte superior, denota que han sufrido una larga exposición subaérea antes de ser cubiertos por los depósitos litorales suprayacentes.

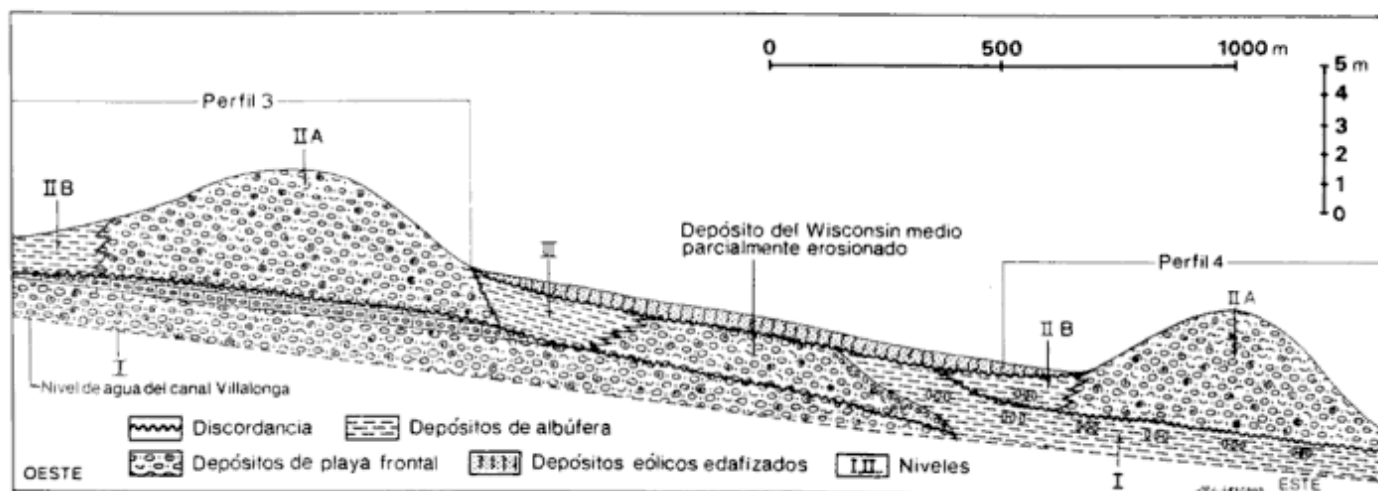


Figura 6: Esquema donde se muestra la relación entre los depósitos del Sangamon, Wisconsin medio y Holoceno, observados en el Canal Villalonga.

Posiblemente entonces, estos depósitos formados como consecuencia del ascenso relativo del nivel marino ocurrido durante el Interglacial Sangamon, hayan quedado expuestos en forma subaérea durante la regresión marina ocurrida concomitantemente con la glaciación Wisconsin. Este descenso relativo del nivel marino produjo además un aumento de la pendiente regional permitiendo la erosión de gran parte de esos depósitos.

Se obtuvieron para los depósitos asignados tentativamente al Sangamon dos edades que indican cada una, más de 43000 años antes del presente.

Estos depósitos serían correlacionados con otros similares observados en las siguientes localidades de Argentina ubicadas entre los 33° y los 40° sur: sudeste de Entre Ríos (Guida y González 1984; González y Guida, 1990; González *et al.* 1986, 1988a y b); Cañada de Arregui (Weiler *et al.* 1987); Bahía Blanca (González 1984); Laguna de Sotelo (Weiler y González 1988, 1990).

Los mencionados autores presentaron una síntesis de los aspectos estratigráficos y paleoambientales referentes a tales depósitos presentes en esas localidades. Por otro lado, González *et al.* (1988a y b) correlacionaron a esos depósitos con el Interglacial Sangamon, ocurrido durante el Pleistoceno tardío. Tal correlación la realizaron en base a magnetoestratigrafía, puesto que en los depósitos localizados en el sudeste de la provincia de Entre Ríos fue hallado el Evento de Reversión del Campo Magnético Terrestre denominado Evento Blake (*sensu* González y Guida 1990).

Transgresión Interestadial

Los depósitos formados durante el nivel marino relativamente elevado ocurrido durante el Interestadial del Wisconsin medio están representados por el nivel II de los perfiles 1 y 2 y por los niveles IIA y IIB del perfil 3. Los mismos se encuentran discordantes sobre los depósitos asignados al Sangamon?. El techo de estos depósitos alcanza generalmente la cota de 10 metros.

Las edades obtenidas para esos depósitos oscilan entre los 31000 años AP y los 38500 años AP. Dichas edades se encuentran dentro del rango de los 38500 años AP y 25700 años AP mencionados por González *et al.* (1986, 1988a y b), para el episodio eustático ocurrido durante el desarrollo del Interestadial del Wisconsin medio, en localidades de Argentina ubicadas entre los 33° y 40° S. Estos depósitos, en este caso asignados al Interestadial del Wisconsin medio, se-

rían también correlacionables con los depósitos atribuidos a este Interestadial presentes en las mencionadas localidades ubicadas entre 33° y 40° S (*cf.* González 1984; Guida y González 1984; González *et al.* 1986, 1988a y b) González y Ravizza 1988; Weiler *et al.* 1987; Weiler y González 1988, 1990; González y Guida 1990).

Por otro lado González *et al.* (1988b), confirman la validez de las edades obtenidas para los depósitos vinculados al episodio transgresivo del Wisconsin medio.

Transgresión Postglacial

El episodio transgresivo más joven ocurrido en el área corresponde a la Transgresión Postglacial. Al mismo pertenecen todos los niveles correspondientes al perfil 4.

Estos depósitos son claramente identificables, tanto morfológica como estratigráfica y geocronológicamente de los anteriores y se encuentran entre las cotas de 4 y 2,5 metros. De los mismos se obtuvieron las siguientes edades: 5570±110 años AP; Nivel I; 5980±90 años AP; 5630±170 años AP; 5310±90 años AP correspondientes al nivel IIA y 5200±100 años AP al nivel IIB.

Los niveles I y II se dataron a partir de valvas de moluscos en posición de vida, por lo tanto se considera que sus edades (5570±110 y 5200±110 años AP), son coincidentes con la edad del depósito. En cambio el Nivel II (5980±110 ; 5630±70; 5310±90 años AP) se dató a partir de material removilizado, lo cual es normal en depósitos de alta energía, como en este caso. Por tal motivo se consideró entonces la edad más joven 5310±90 años AP), como la más próxima a la formación del depósito, teniendo en cuenta para ello el concepto de Edad Geológica Probable (EGP, *sensu* González *et al.* 1983, González y Weiler 1983 y González 1989). Según esos autores la Edad Geológica Probable es la menor edad obtenida para un depósito y tiene carácter de Edad Máxima, por lo que el mismo no puede ser más antiguo que ella pero sí puede ser más moderno. Criterio similar es aplicado por Gómez *et al.* (1988) para edades correspondientes a la Formación Las Escobas.

Si se tiene en cuenta el error del método las edades del nivel IIA y IIB son similares, por lo que se puede considerar que los depósitos son contemporáneos. Además, estos depósitos están genéticamente vinculados, ya que uno corresponde a la cresta de una isla de barrera (IIA) y el otro a la albufera correspondiente (IIB).

Según González y Weiler (1984), el máximo alcance de la Transgresión Postglacial se produjo en el área en alrededor de 6000 años AP y alcanzó una cota máxima de 5 metros, por lo que se estima que los depósitos aquí mencionados corresponden a episodios de alta energía ocurridos durante el Hemiciclo Regresivo ocurrido con posterioridad a ese máximo alcance.

Conclusiones

Se pone de manifiesto que en el área existen depósitos litorales originados durante tres episodios transgresivos mayores, dos de ellos ocurridos durante el Pleistoceno tardío y el otro durante el Holoceno medio.

El episodio más antiguo fue denominado Transgresión Interglacial, y se lo vincula tentativamente al Interglacial Sangamon. Para esos depósitos se obtuvieron dos edades C14, cada una con más de 43000 años antes del presente.

El episodio de antigüedad intermedia se denominó Transgresión Interstadial y se lo ha vinculado tentativamente al interstadial ocurrido durante la glaciación Wisconsin. Las edades obtenidas para los depósitos correspondientes al mismo oscilan entre 31000 y 38500 años antes del presente.

Los depósitos de menor antigüedad fueron vinculados con el episodio transgresivo denominado Transgresión Postglacial. Para los mismos se obtuvieron edades entre 5500 y 5200 años AP. Se atribuye tentativamente la formación de estos depósitos a momentos de mayor energía ocurridos durante el Hemiciclo Regresivo ocurrido después del máximo alcance de la Transgresión Postglacial en el área.

Agradecimientos

La autora agradece a R. Casamiquela, sin cuyo aval ante el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, no hubiera sido posible realizar el trabajo; a M. González por su colaboración en las tareas de campo, sugerencias aportadas y lectura crítica del manuscrito; a C. Gulisano por su colaboración en el reconocimiento de las estructuras sedimentarias; a E. Farinati (cátedra de Paleontología de la UNS), por la determinación de la malacofauna; a A. García (Investigadora del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), por la determinación de la microfauna calcárea.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alberó, M. C., Angiolini, F. E., Balbuena, J. L., Codignotto, J. O., Linares y Weiler, N. E., 1980. Primeras edades Carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(3): 363-374.
- Elliot, T., 1981. *Clastic shoreline*. En: H. G. Reading (Ed): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, 568 p., Boston.
- Friedman, G. M. y Sanders, J. E., 1978. *Principles of Sedimentology*. J. Wiley and Sons, Ed., 792 p. New York.
- Gómez, G. J., Figini A. J., y Fidalgo F., 1988. Secuencia vertical de edades 14C en la Formación Las Escobas, en la localidad de Cerro de La Gloria, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas: 277-281. Bahía Blanca.
- González, M. A., 1984. Depósitos marinos del Pleistoceno superior en Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina). *9º Congreso Geológico Argentino*, Actas, 3: 538-555. Buenos Aires.
- González, M. A., 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca estuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*, 5 (1): 65-77.
- González, M. A. y Guida, N. G., 1990. Earth magnetic reversals in Late Pleistocene littoral deposits of the Argentine Republic (33° to 40°S). Blake Event probable Lake Mungo. *Journal of Coastal Research*, 6 (1): 357-366.
- González, M. A. y Ravizza, G., 1988. Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la isla Martín García (río de La Plata, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 231-243.
- González, M. A. y Weiler, N. E., 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el delta del río Colorado. *Simposio "Oscilaciones del nivel del mar durante el Último Hemiciclo Deglaciar en la Argentina"* Grupo de Trabajo IUGS-IGCP Actas: 69-90. Mar del Plata.
- González, M. A. y Weiler, N. E., 1984. Cambios climáticos del Holoceno medio en latitudes medias de la República Argentina. *Segunda Reunión del Grupo Periglacial Argentino*, Actas, 87-105. Mendoza.
- González, M. A., Weiler, N. E., Alberó, M. C., Angiolini, F. E., 1983. Interpretación de edades Carbono-14 invertidas y mezcladas en la espiga de playa holocénica de General D. Cerri (Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, 20 (3-4): 227-237.
- González, M. A., Weiler, N. E. y Guida, N. G., 1986. Late Pleistocene transgressive deposits from 33° to 40° S.L. Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*. Special Issue 1: 39-48.
- González, M. A., Weiler, N. E. y Guida, N. G., 1988a. Late Pleistocene and Holocene coastal behaviour from 33° to 40° S.L. (Argentine Republic). *Journal of Coastal Research*, 4 (1): 59-68.
- González, M. A., Weiler, N. E. y Guida, N. G., 1988b. Transgressive deposits of the Mid-Wisconsin Interstadial from 33° to 40° South Latitude. Argentine Republic: Reability of 14C. *Journal of Coastal Research*, 4(4): 667-676.
- Guida, N. G. y González, M. A., 1984. Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos. Su relación con niveles marinos elevados del Pleistoceno superior y Holoceno. *9º Congreso Geológico Argentino*, Actas 3: 577-594. Buenos Aires.
- Hayden, B. P. y Dolan, R., 1979. Barrier island, lagoons and marshes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49:1061-1071.
- Spalletti, L. A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en series silicoclásticas". *Asociación Geológica Argentina Serie "B". Didáctica y Complementaria* 8: 1-175.
- Weiler, N. E., 1984. Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota. *Revis-*

- ta de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 392-404.
- Weiler, N. E., 1988. Depósitos litorales del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Argentinas de Sedimentología. Actas: 245-249. Buenos Aires.
- Weiler, N. E. y González, M. A., 1988. Evidencias paleocustáticas del Pleistoceno tardío y Holoceno en Laguna de Sotelo (provincia de Buenos Aires). Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas: 453-459. Bahía Blanca.
- Weiler, N. E. y M. A. González, 1990. Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (Pcia. de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4):529-543.
- Weiler, N. E., González, M. A. y Guida, N.G., 1987. Niveles marinos del Pleistoceno en Cañada de Arregui, partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (1-2): 92-98.
- Yrigoyen, M., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6º Congreso Geológico Argentino. Geología de la provincia de Buenos Aires, Relatorio: 139-168. Buenos Aires.

Recibido: 10 de setiembre, 1990

Aceptado: 21 de julio, 1993

Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera argentina

Ricardo A. ASTINI¹ y Werner BUGGISCH²

¹*Cátedra Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba, Argentina. CONICET*

²*Institute für Geologie und Mineralogie, Frederick Alexander Universität, Schlossgarten 5, D-8520 Erlangen, Alemania*

ABSTRACT. *Sedimentological and palaeoenvironmental aspects of the glaciogenic deposits of the Don Braulio Formation, late Ordovician of the Argentine Precordillera.* New sedimentological evidence from the Don Braulio Formation of the Argentine Precordillera supports the existence of a late Ordovician glacial event in southern South America. Detailed studies of primary glacial structures (direct glacial evidence) in the lower member allow a diastrophic origin for these deposits to be ruled out. Diamictites and varve-like successions are interpreted as melt-out or flow till, and waterlain deposits, respectively. Dropstones and matrix-supported conglomerates are interpreted as fall-out and massive rain-out till deposits. A discussion of the marine versus continental genesis of the deposits is given. The succession is genetically related to the widespread glaciation which affected Gondwana during the Hirnantian. A transgressive, muddy shelf succession (Upper Member of the Don Braulio Formation) overlies the glacial sequence with a sharp contact; this unit is thought to be related to the glacio-eustatic sea-level rise which began during the decay of the late Ordovician ice age.

Introducción

La existencia de glaciaciones finiordovícicas con epicentro en la región norafricana del Gondwana constituye actualmente un hecho indiscutible (Debyser *et al.* 1965, Harland y Herod 1975, Spjeldnaes 1981, Hambrey 1985, Scotese y Barrett 1990, Brenchley *et al.* 1991). En numerosas localidades del entonces Gondwana se registran depósitos y evidencias indirectas de este evento global. No obstante, su posición exacta dentro del Ordovícico superior-Silúrico inferior es algo incierta en numerosas localidades, siendo Destombes (1968a y b, 1981) y Destombes *et al.* (1985) los primeros en atribuirle una edad hirnántiana. Sheeham, (1973), Berry y Boucot (1973), Brenchley (1984 y 1988), Barnes (1986) y Stanley (1988) atribuyen los cambios faunísticos y la extinción de gran número de especies acaecidos a fines del Ordovícico al fenómeno de enfriamiento global y variaciones eustáticas ligados a dicha glaciación.

En Sudamérica, Keidel (1941) fue quien hizo la primer mención sobre la presencia de una glaciación continental del Paleozoico inferior. Schlagintweit (1943) describió en la Sierra de Zapla depósitos referidos a un horizonte glacial, conceptos seguidos por Berry y Boucot (1972). Este se correlacionaría con la Formación Cancañiri de Bolivia (Crowell *et al.* 1980

y 1981) y Perú (Dávila y Ponce de León 1971) y las Formaciones Trombetas (Rocha-Campos 1981a) e Iapó (Rocha-Campos 1981b) localizadas en Brasil, en las cuencas del Amazonas y Paraná, respectivamente. Con posterioridad, Antelo (1978) desestimó la génesis glacial de los depósitos diamictíticos de Zapla. Recientemente, Sánchez *et al.* (1988 y 1991) establecieron una correlación estratigráfica entre los depósitos de Zapla y similares localizados en la Precordillera Oriental, particularmente, con la Formación Don Braulio aflorante en la Sierra de Villicum, atribuyéndole al conjunto una edad hirnántiana a partir de su contenido faunístico. El conglomerado basal de la Formación Don Braulio fue interpretado por Baldi *et al.* (1982) como la evidencia de una fase tectónica intraordovícica tardía, denominada fase Villicúmica. No obstante, la facies más representativa compuesta por fangolitas guijosas fue interpretada con posterioridad como depósitos glaciogénicos (Peralta y Carter 1990 y Astini 1991).

Este trabajo, basado en estudios sedimentológicos, permite confirmar la génesis glacial del Miembro Inferior de la Formación Don Braulio (Peralta y Carter 1990), afianzando el registro de las facies glaciogénicas finiordovícicas en Sudamérica. Asimismo, se establecen mecanismos depositacionales dentro del horizonte glacial.

Marco geológico y antecedentes

La Formación Don Braulio aflora en forma casi continua por 3 km en el flanco oriental de la Sierra de Villicum, Precordillera Oriental de Ortiz y Zambrano (1981), donde forma parte de la sucesión eopaleozoica cubierta en discordancia angular por estratos terciarios (Fig. 1a y b). Se ubica, discordancia erosiva mediante, sobre la Formación La Cantera (Baldis *et al.* 1982), de edad llandeiliiana-caradociana basal (Peralta 1986 y 1990), e infrayace a la Formación Mogotes Negros de edad silúrica (Peralta 1984). Su espesor promedio es de 51 m y posee coloración verde oliva, geometría general mantiforme, rumbo submeridional e inclinación promedio de 47° al este. Nuevos afloramientos de esta unidad analizados por Astini y Benedetto (1992) permiten ampliar notablemente su extensión areal dentro de la Precordillera.

Fue definida formalmente en la quebrada homónima por Baldis *et al.* (1982) y se compone, según dichos autores, de conglomerados basales, areniscas y limolitas varicolores progresivamente más ferruginosas hacia el techo y bancos de oolitas ferruginosas en el tope. Desde un punto de vista cronoestratigráfico la Fm. Don Braulio reviste particular importancia por constituir el intervalo que abarca el límite entre el Ordovícico y el Silúrico (Baldis *et al.* 1982 y Sánchez *et al.* 1991), constituyendo ésta una de las pocas secciones precordilleranas en donde este pasaje está bien representado. Su edad está comprendida entre el Ashgilliano tardío y el Llandoveryano temprano (Peralta 1986 y Peralta y Baldis 1990). Faunas típicas del Hirnantiano (Ashgilliano superior) de los niveles intermedios de esta unidad fueron estudiadas por Levy y Nullo (1974), Baldis y Blasco (1975) y Benedetto (1986), mientras que ejemplares de *Glyptograptus persculptus* del Ordovícico terminal fueron hallados en el tercio superior (Sánchez *et al.* 1988 y 1991 y Peralta y Baldis 1990).

Un detallado análisis litofacial y estratigráfico de esta unidad (Astini 1991) permite dividirla en dos miembros (Fig. 2a): el Miembro Inferior (20,5 m) constituido por una sucesión predominantemente sefítica de carácter glaciogénico, descrita en este trabajo, y el Miembro Superior (30,5 m), de carácter extraglacial, constituido por secuencias de plataforma fangosa. Este último abarca los miembros Medio y Superior de Peralta y Baldis (1990) y constituye un ciclo transgresivo-regresivo coronado por barras oolíticas ferruginosas, que incluye en su base niveles

de coquinas portadores de la típica fauna de *Hirnantia* (Benedetto 1986). Un conglomerado tabular y delgado separa a los dos miembros constituyendo el inicio del ciclo transgresivo.

Metodología de trabajo

Se realizaron perfiles de detalle en las quebradas de sur a norte: La Pola, La Agüita, Don Braulio, La Vinchuca e intermedias (Fig. 3), en donde se diferenciaron básicamente 3 asociaciones de facies (Fig. 2b). Se tomaron datos clastométricos, de orientación y composicionales en diez estaciones a lo largo del rumbo de los afloramientos. En laboratorio se construyeron diagramas petrofábricos. Las medidas porcentuales referentes a parámetros clastométricos y composicionales se llevaron a cabo sobre la base de mil clastos muestreados al azar. Los rangos porcentuales indican la variación del parámetro entre distintas estaciones. Se muestreó la matriz de las diamictitas que fue analizada microscópicamente y en pulidos para conocer detalles de estructura, textura y composición que permitieron complementar los datos de campo. En las descripciones se emplearon para espesores de capa la clasificación de Ingram (1954), las clases granulométricas de Wentworth (1922), los términos de redondez y esfericidad de clastos de Powers (1953 y 1982) y las formas de Zingg (1935) modificadas. Para metodologías de muestreo y análisis de sefitas se siguieron propuestas de Potter y Pettijohn (1977), Dowdeswell *et al.* (1985) y Graham (1988).

Asociaciones de facies

1) Asociación de diamictitas macizas matriz soportadas (fangolitas guijosas)

Se trata de fangolitas verdes macizas con clastos de tamaño variable, aislados y dispersos en forma desorganizada dentro de una matriz fangosa con marcado desarrollo de fisilidad (Fig. 4a). Empleando la clasificación propuesta por Eyles *et al.* (1983 y 1985) corresponde a facies Dmm (diamictitas matriz soportadas). El porcentaje de clastos mayores que guija constituye entre 5 y 15 % de su volumen y su distribución es aleatoria. Esta asociación representa más del 75 % del Miembro Inferior y se caracteriza por su homogeneidad y la ausencia de estratificación interna. Sutiles cambios en la composición de la

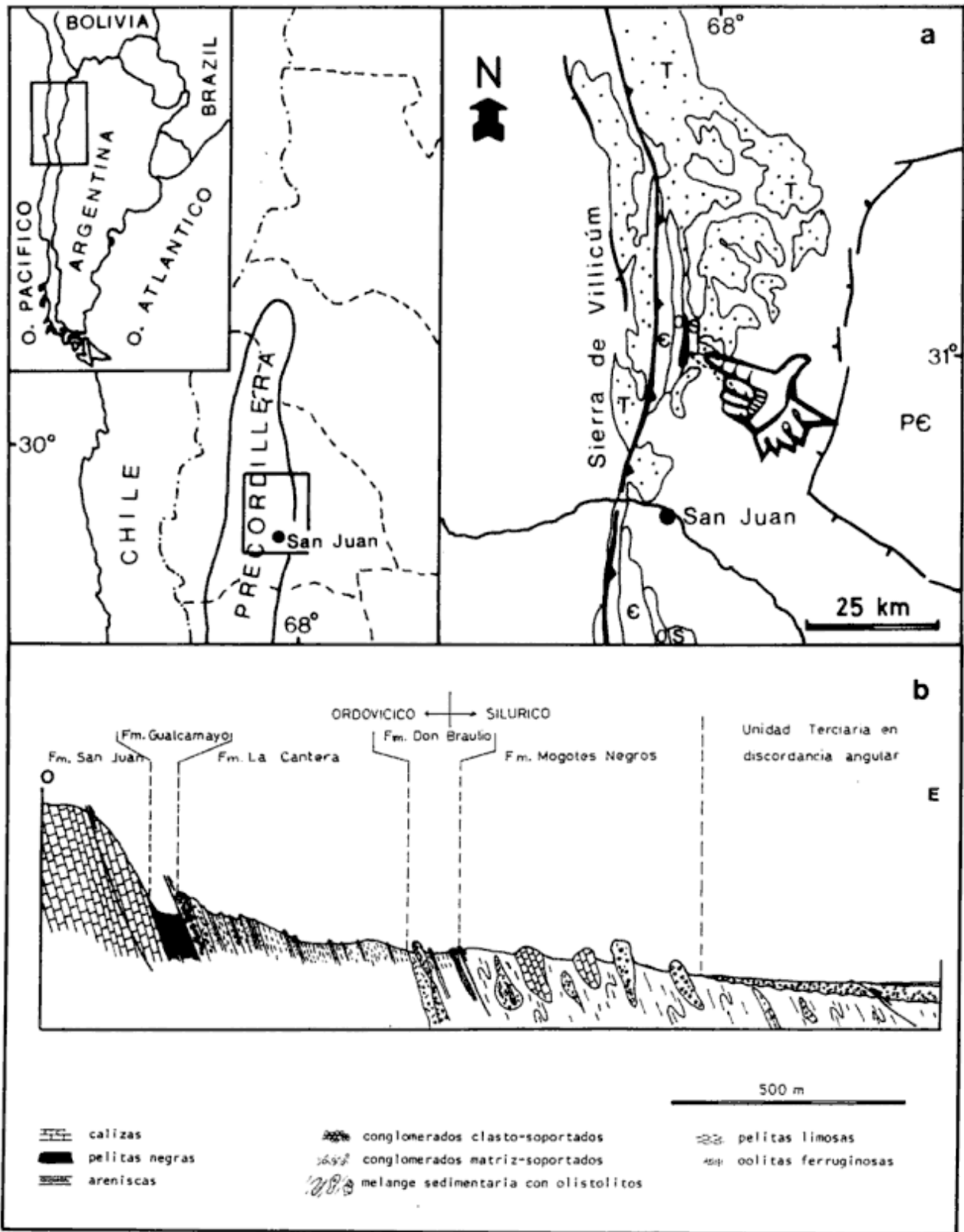


Figura 1: a) Mapa de ubicación de la localidad clásica de la Formación Don Braulio y geología de la Sierra de Villicum, Precordillera Oriental, Provincia de San Juan. PC: Precámbrico, C: Cámbrico, O: Ordovícico, S: Silúrico, T: Terciario. b) Perfil esquemático y relaciones entre las unidades aflorantes en el flanco oriental de la Sierra de Villicum.

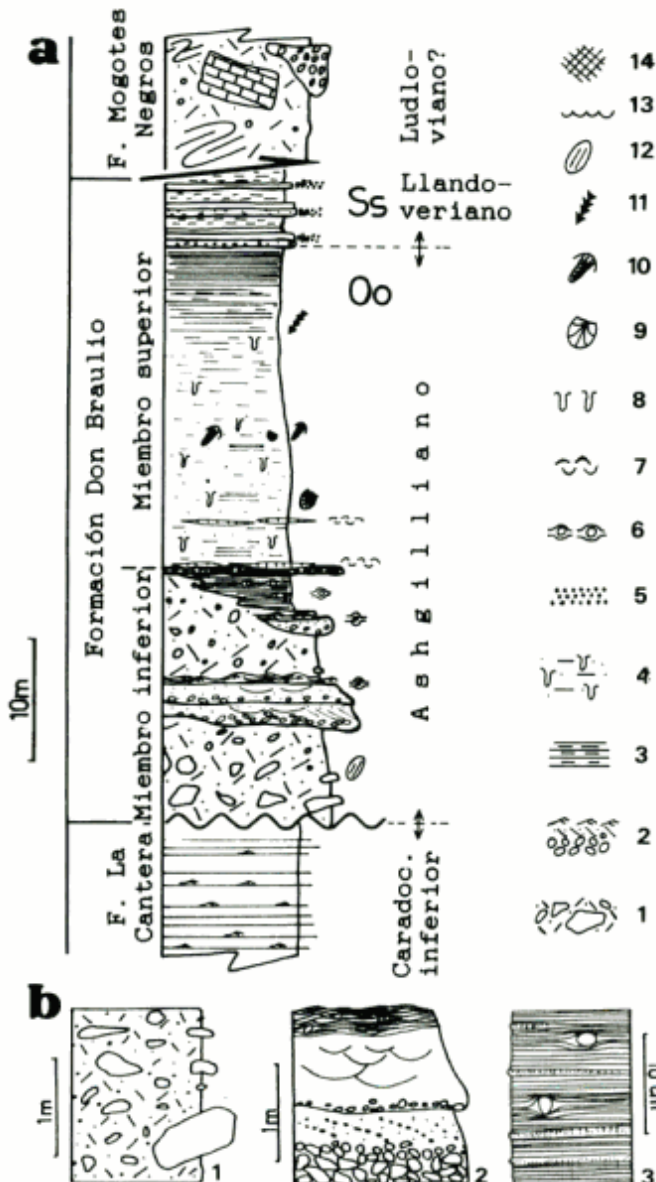


Figura 2.a: Columna estratigráfica de la Formación Don Braulio y subdivisión litoestratigráfica en la Quebrada homónima, flanco oriental de la Sierra de Villicum. 1) diamictitas, 2) conglomerados arenosos, 3) pelitas, 4) areniscas fangosas bioturbadas, 5) oolitas ferruginosas, 6) clastos caídos, 7) coquina, 8) bioturbación, 9) valvifauna hirnantiana, 10) trilobites (dalmanstidos), 11) *Glyptograptus persculptus*, 12) clastos estriados, 13) retrabajo oscilatorio, 14) patrones de interferencia. Oo Ordovícico, Ss Silúrico. **b:** Asociaciones de facies del Miembro Inferior de la Formación Don Braulio. 1. Diamictitas macizas matriz soportadas (fangolitas guijosas), 2. Diamictitas arenosas gruesas y conglomerados arenosos estratificados y 3. Areniscas y pelitas finamente estratificadas con clastos caídos y niveles conglomerádicos subordinados.

matriz, y particularmente en la disposición y fábrica de los clastos, permiten diferenciar distintos bancos que, entre sí, poseen contactos difusos difíciles de reconocer a simple vista.

Las dimensiones de los clastos varían desde arena muy gruesa y sábulo hasta bloques que superan 1 m

según su eje A. Los bloques (>25 cm) aparecen acumulados particularmente en la base de la secuencia. Frecuentemente están agrupados y constituyen aproximadamente el 8 % del total de los clastos. En general, presentan formas equidimensionales y tabulares y bordes angulosos. Entre los bloques mayores se han hallado ejemplares con caras planas y desarrollo de estrías o surcos rectilíneos continuos y paralelos. Otros presentan un borde redondeado o romo con estrías profundas y marcas de impacto y en el borde opuesto, una terminación más abrupta o truncada. Entre los clastos de tamaño guijarro y guijón (2-25 cm) dominan las formas aplanadas (65 %), elongadas (25 %) y esferoidales (10 %). Dentro de los clastos aplanados, cuya distribución de morfologías vistas en planta puede observarse en la figura 6a, casi un 10 % corresponden a formas discoidales. Clastos aplanados con las caras planas, paralelas o subparalelas (Fig. 4b) (formas paralelepípedas de Deynoux y Trompette 1981) son las más frecuentes. Entre los guijarros y guijones son comunes (7-15 %) las formas pentagonales y las elipsoidales truncadas (clastos con forma de bala o de plancha) (Fig. 4c).

Los índices de redondez son llamativamente elevados encontrándose el 80 % incluido dentro de las clases subredondeado y redondeado. La totalidad de los bloques y guijarros angulosos y subangulosos es de naturaleza intracuenal y proviene en su mayoría de la unidad infrayacente (Fm. La Cantera). Los de naturaleza ígnea y metasedimentaria están, en cambio, bien redondeados. Esta característica proporciona al depósito una "inversión textural" (clastos duros más redondeados y clastos blandos más angulosos) relacionada al grado de transporte de los distintos materiales.

Un elevado número (35 % del total) presenta caras o facetas bien desarrolladas con superficies pulidas, lustrosas y comúnmente estriadas, en forma paralela o subparalela a su eje mayor. El 65% de los clastos presenta estriaciones y la disposición de las marcas respecto al eje mayor puede cotejarse en la figura 6b. Son frecuentes (50 % del total de clastos estriados) los clastos que involucran dos o tres direcciones de estriamiento dispuestas en formas oblicuas entre sí. Los clastos más lustrosos y mejor estriados corresponden a rocas sedimentarias finas.

La composición promedio de los clastos (entre 2 cm y 25 cm) es: 50% metareniscas, 20% areniscas de la Fm. La Cantera, 19 % rocas ígneas (gabros, diabasas y tonalitoides) poco alteradas, 2 % cuarzo, 3 % cuarcitas, 3 % margas y pelitas negras, 2 % calizas y 1 % otros. Se hallaron clastos de cuarzo de hasta 30 cm según su eje máximo.

Diagramas petrofabrics (Fig. 6), con la distribución de polos axiales de ejes mayores (a) de los clastos, permiten mostrar una dirección moderadamente consistente e inmersiones variables. La inmersión de los ejes (imbricación de clastos) (6a-d), es en general poco consistente (6a), pero varía de a tramos dentro de la diamictita. Dominan tramos con inmersión hacia el este (6b), aunque hay sectores con inmersión hacia el oeste (6c) y otros con fábrica caótica o desordenada (6d). La elongación de clastos forma un amplio abanico E-O y SE-NO (6e y f) cuyo promedio indica una dirección predominante ESE-ONO. La variación interna de fábricas permitiría diferenciar bancos dentro de la diamictita maciza matriz soportada, o bien, podría deberse a una deformación interna.

La matriz es fangosa, microbrechosa y homogénea. En algunos niveles se observó, a través del análisis de secciones pulidas, una importante deformación sinsedimentaria, caracterizada por micropliegues, cuñas semiconsolidadas dislocadas, colgajos de diversa geometría y fracturas sedimentarias. Microscópicamente (Fig. 4d) la matriz está constituida por granos detríticos de tamaño sábulo y arena que representan un 10-35 % del volumen, suspendidos en un fondo arcilloso-limoso. Los granos están muy mal seleccionados y frecuentemente agrupados. Sus valores de circularidad son muy variables,

predominando los angulosos y subangulosos. Entre ellos se destacan granos de cuarzo (aprox. 80 %), feldespato (aprox. 10 %) y fragmentos líticos (aprox. 10 %). Intraclastos pelíticos flexionados y bioclastos carbonáticos son accesorios importantes. Los fragmentos líticos son de areniscas, limolitas, cuarcitas, microgranitos, vulcanitas básicas y gabros. Dentro de los granos de cuarzo monocristalino (>70 % del total) son frecuentes las formas triangulares, pentagonales y aciculares y los granos con bordes rectos, acunamientos, fisuras y bahías. Los granos de cuarzo policristalino varían entre el 1 y 10 % del cuarzo total y corresponden a variedades metamórficas. Entre los bioclastos carbonáticos se reconocen fragmentos de colonias de briozoarios, de valvas de braquiópodos articulados, bivalvos?, ostrácodos? y artejos de crinoideos. Es importante destacar que los restos de valvifauna y restos fragmentarios de briozoarios y crinoideos (observables microscópica y macroscópicamente) dispersos en esta asociación corresponden a detritos provenientes de la destrucción de unidades más antiguas, siendo de carácter alóctono y no autóctonos como fue sostenido con anterioridad (Buggisch y Astini 1993). A diferencia de lo expuesto por Peralta y Carter (1990) no se hallaron canales conteniendo "relleno detrítico bioclástico con fauna de *Hirnantia*" interdigitados con las diamictitas, sino en relación de falla. Estos

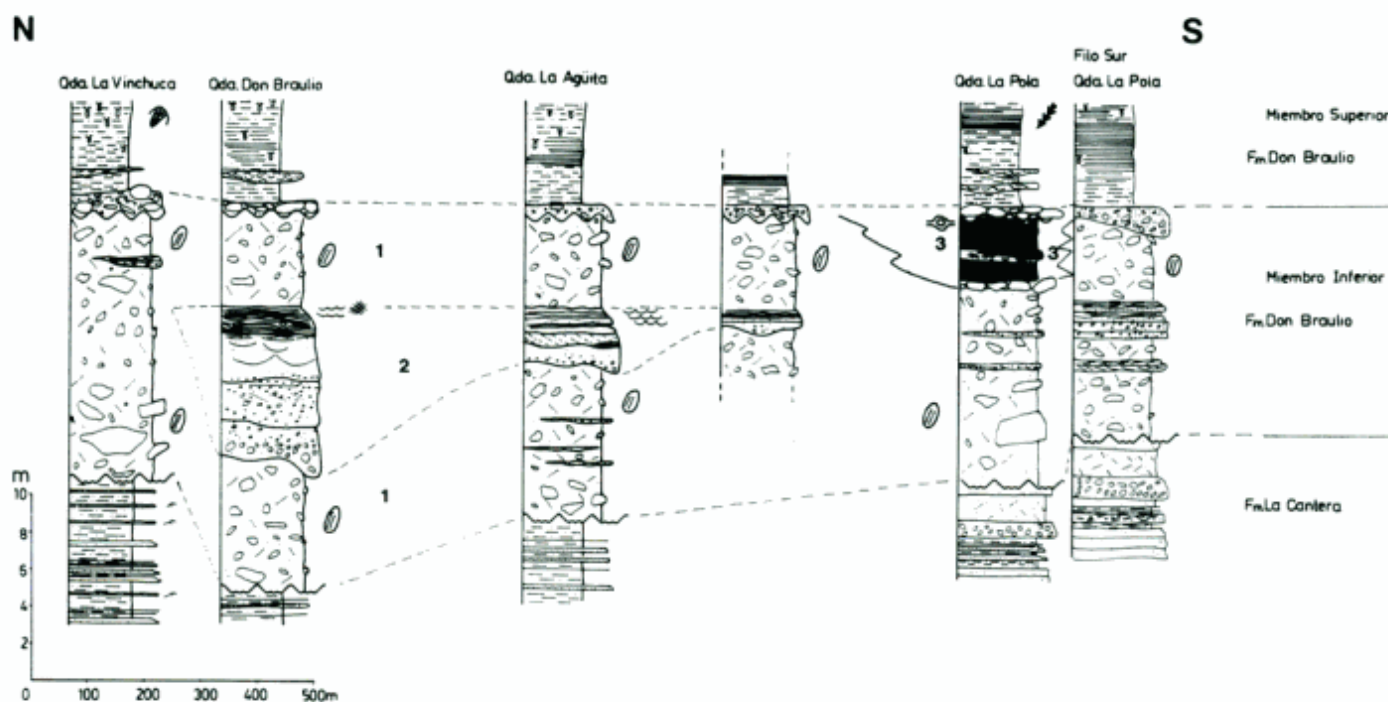


Figura 3: Diagrama de correlación lateral del Miembro Inferior glaciogénico de la Formación Don Braulio entre los principales perfiles en la Sierra de Villicum, Precordillera de San Juan. Obsérvese la marcada variación lateral y vertical de las facies y el contacto neto con la secuencia de plataforma del Miembro superior. 1, 2 y 3 corresponden a las asociaciones de facies definidas en el texto (Fig. 2b).

corresponden en realidad a restos del nivel basal con que comienza el Miembro Superior transgresivo.

Interpretación:

Los aspectos texturales (morfología y texturas superficiales de los clastos) y estructurales de esta asociación cumplen claramente con los criterios seguidos por numerosos autores para su interpretación como una diamictita de origen glacial (ver Peralta y Carter 1990), más que de un depósito tilloide. La ausencia de estratificación, de gradaciones y de deformación plástica de mesoescala (característica de fluencia plástica de sedimentos inconsolidados) excluyen tentativamente la posibilidad de que se trate de tillitas resedimentarias, aunque flujos plásticos pueden haber modificado parcialmente la fábrica original del depósito. La estructura maciza, junto a la frecuente orientación e inmersión de los clastos y la delicada preservación de sus texturas superficiales, indicarían la ausencia de retrabajo en esta asociación, considerándose, en general, como facies de till primario (cf. Dreimanis 1989, Hicock 1990). La elevada proporción de clastos estriados junto a la preservación de superficies lustrosas y abundantes facetas en guijarros y guijones indica, asimismo, el escaso retrabajo sufrido por los clastos con posterioridad a los procesos de tracción ocurridos en la base del hielo. La presencia de microfracturas asociadas a micropliegues en la matriz de algunos niveles de esta facies puede deberse a procesos de glacetecionismo o, alternativamente, a procesos de flujo secundario (till de flujo). Sin embargo, si fuesen tillitas de flujo propiamente dichas, habrían desarrollado una cizalla interna ("fully sheared flow") y una fábrica laminar con disposición de clastos paralelos.

Rasgos texturales microscópicos similares a los descritos en la matriz de esta facies son interpretados por Deynoux (1985) como característicos de procesos de rotura periférica y trituración mecánica (cf. Haldorsen 1978 y 1982b) de granos incluidos en diamictitas glaciales y generados por cizalla sub o englacial.

Con respecto a la redondez de los clastos, Flint (1971, pág. 167) señala que la forma última que produce la abrasión glacial es redondeada. El estriado glacial junto al facetamiento, implica la necesaria existencia de un sustrato duro y fenómenos de tracción basal, que ocurren según Boulton (1978), en la zona de transporte basal de los glaciares, más específicamente en la subzona de tracción (Boulton 1975), en donde los clastos y partículas incluidas en

el hielo entran periódicamente en contacto con el sustrato. La fricción con éste (típicamente desarrollada en glaciares templados), genera formas con elevados índices de redondeamiento y superficies pulidas (cf. Dowdeswell *et al.* 1985) muy similares a las halladas en esta facies. Las litologías isotropas (rocas ígneas y metasedimentarias) favorecieron el desarrollo de geometrías esferoidales y elongadas con alta rolabilidad, mientras que las litologías anisotropas (rocas sedimentarias estratificadas), favorecieron el desarrollo de formas paralelepípedas. La mezcla de poblaciones de clastos con distinta madurez textural y la existencia de una aparente inversión indicarían proveniencias complejas y transportes diferentes (Schermerhorn 1976). El contraste de esfericidad y redondez existente, indica mezcla de clastos que fueron transportados en la zona basal de tracción (texturalmente maduros) con otros transportados englacial y supraglacialmente (texturalmente inmaduros) (cf. Boulton 1978). Según Haldorsen (1982a), la mezcla de texturas es natural de la incorporación progresiva de material fresco desde las paredes laterales de valles glaciales. De acuerdo a esto, los clastos más angulosos, provenientes de la Formación La Cantera, habrían sido incorporados desde los laterales siendo transportados, en su mayoría, englacial y supraglacialmente, evitando así su redondeamiento. Los clastos ígneos, metasedimentarios y sedimentarios alóctonos, en cambio, habrían sido transportados recurrentemente dentro de la carga subglacial, de allí su mejor redondeamiento.

La concentración basal de bloques provenientes de la Fm. La Cantera, implica una cierta autoctonía de estos depósitos. Por la alineación y continuidad de sus estrías y surcos algunos de estos bloques podrían corresponder a retazos de un pavimento estriado, incorporados en la tillita basal. Estas características permiten interpretar a la Dmm basal como un till de alojamiento (*lodgement*).

Por su homogeneidad, la asociación 1 podría corresponder a depósitos de ablación masiva (*melt-out tills* cf. Gibbard 1980, Shaw 1982 o *undermelt diamictite* cf. Gravenor *et al.*, 1984). Muchos ejemplos de diamictitas macizas que requieren sedimentación continua ininterrumpida son comúnmente interpretados como secuencias generadas por fusión debajo de la cubierta de hielo en glaciares flotantes (cf. Eyles *et al.* 1985, Barrett y Hambrey 1992). En este caso, se trataría de un *acuatill* (cf. Schermerhorn 1974) o *waterlain till* (cf. Dreimanis 1979). Sin embargo, no existen evidencias intrínsecas que favorezcan su origen marino pudiendo, alternativamente, tratarse de depósitos morrénicos continentales o transicionales.

2) Asociación de diamictitas arenosas gruesas y conglomerados arenosos estratificados

Se trata de diamictitas arenosas gruesas, localmente conglomerádicas y conglomerados arenosos de color verde oscuro, estratificados y dispuestos en bancos lenticulares de espesor variable entre 5,2 m y 0,45 m. Internamente, los arreglos son grano-estratodecrecientes. En algunos casos los lentes llegan a tener una relación espesor:extensión lateral de 1:5. Los contactos basales de estos bancos son marcadamente irregulares y erosivos, presentando numerosas marcas de base, turboglifos y marcas semilunares dejadas por obstrucción de clastos.

Los conglomerados son predominantemente clastosoportados y con matriz arenosa (Dcs(c) de Eyles *et al.* 1983 o Gm de Miall 1978). En general los clastos son subesféricos y redondeados, carecen de estrías y facetas y suelen presentar gradación normal e imbricación. Los tamaños medios de clastos están entre 2 y 6 cm. Los clastos de cuarzo llegan a conformar un 30 % de la fracción gruesa. Los espesores de capas oscilan entre 40 cm y 15 cm y en la base incluyen acumulaciones de intraclastos. Algunas capas areno-conglomerádicas poseen estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Gp de Miall 1978) en sets medianos que se acuñan lateralmente. En los topes suelen pasar transicionalmente a términos granulométricamente más finos y mejor estructurados (conglomerados del tipo gradado-estratificados), o bien, pasan en transición rápida a areniscas finas onduladas con algunos clastos de tamaño guija o guijarro dispersos. La presencia de formas agradacionales (ondulitas en fase y fuera de fase) son comunes coronando estos cuerpos. En estos niveles es común la presencia de particiones pelíticas y clastos que producen la inflexión de capas. Esto último, se observa particularmente, cuando la estratificación es delgada o el depósito está bien laminado.

Las diamictitas arenosas (petrológicamente vaques subfeldespáticos-sublíticos muy mal seleccionados) son en general gruesas, localmente guijosas y poseen estratificación delgada y mediana. Algunas capas delgadas presentan gradación interna. El rasgo más conspicuo es la presencia de múltiples superficies de retrabajo, con trenes de ondulitas simétricas y levemente asimétricas (Fig. 4e), que suelen estar separadas entre sí por centímetros y no llegan a generar laminación interna. Corresponderían a facies Sr, de Eyles *et al.* (1983). Estas últimas suelen presentar patrones de interferencia desarrollados transversalmente a las crestas principales (Fig. 4e) y crestas arrasadas. Las paleocorrientes de superficies

sucesivas indican direcciones muy variables. Las ondas individuales a pesar de su leve asimetría poseen valles cóncavos, crestas puntiagudas y longitudes de onda pequeñas (normalmente entre 2 y 6 cm) y a veces, constituyen microndulitas (*cf.* Reineck y Singh 1980). Algunas superficies presentan ondulitas con perfiles simétricos y crestas puntiagudas continuas, rectas y bifurcadas. Los índices de óndula (*cf.* Tanner 1967 y Reineck y Wunderlich 1968) varían entre 3 y 7.

Algunos bancos arenosos presentan en la base, inmediatamente por sobre superficies erosivas y de corte y relleno, estratificación cruzada en artesas medianas que corresponderían a facies St.

Las medidas de paleocorrientes se volcaron en dos diagramas (Fig. 7), diferenciándose datos unidireccionales tomados en canales con geometría lenticular visible en afloramiento (Fig. 7a) y datos bidireccionales a partir de ondulitas simétricas (Fig. 7b). En 7a se involucran datos de ejes de canal (n=6), marcas de base (n=4), imbricación de clastos (n=3) y rumbos de estratificación cruzada (n=4). Ambos gráficos poseen una amplia dispersión de datos, definiendo modas principales por arriba de niveles de significación del 5 % (ver metodología en Nemeč 1988). La gráfica 7a indica una orientación de los canales dirigida hacia el oeste con modas principales hacia el noroeste y suroeste. La figura 7b señala una dirección predominante del flujo oscilatorio noreste-suroeste, corroborándose el carácter somero de los trenes de ondulitas por la amplia dispersión entre trenes sucesivos.

Interpretación:

Esta asociación se interpreta como un conjunto heterogéneo de depósitos canalizados sedimentados por rápida agradación en condiciones dominadas por flujos traccionales. La pobre segregación y marcada lenticularidad apoyarían esta interpretación (Clifton 1973). Por su íntima relación con la asociación 1 se habría generado en canales proglaciales. Dentro de ellos pueden diferenciarse: a) fases marcadamente erosivas (contactos basales de los canales), b) fases de relleno y c) fases de inactividad o abandono, durante las cuales se sedimentaron recubrimientos pelíticos y cadilitos, por decantación y balsaje glacial, respectivamente. Los retrabajos (superficies ondulíticas) son también característicos de estas últimas. El carácter canalizado de estos depósitos está indicado por las bases erosivas, la continuidad lateral restringida de los cuerpos (geometría lenticular) y por las estructuras sedimentarias y fábricas trac-

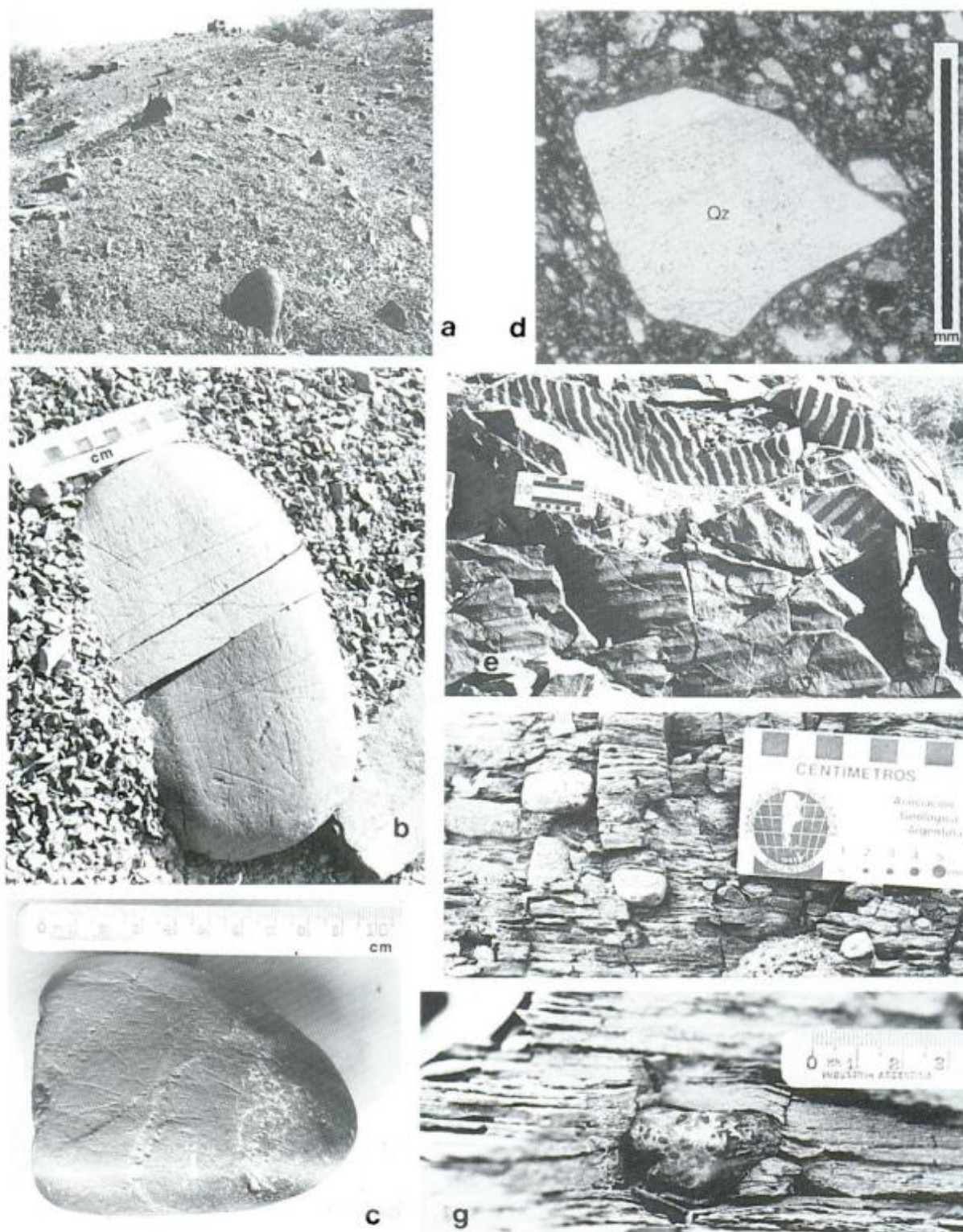


Figura 4: a) Diamictita maciza matriz soportada (Dmm). Obsérvese la presencia de clastos y bloques, distribuidos con apariencia caótica. b) Clasto redondeado, aplanado y estriado contenido en la Dmm basal. c) Clasto estriado en forma de plancha o bala, muy comunes en la Dmm. Obsérvese en b y c la disposición generalmente paralela a subparalela de las estrías con respecto al eje mayor. d) Microfotografía de la matriz diamictítica, inmadura texturalmente y con cristaloclastos muy angulosos. El cuarzo (Qz) es el elemento mayoritario y estuvo sujeto a efectos de trituración mecánica evidenciados por las formas poligonales, aciculares y la presencia de bahías y oquedades dejadas por efectos de crioclastación. Escala = 1mm. e) Detalle de los retrabajos por oleaje somero desarrollados sobre las diamictitas arenosas que coronan la asociación 2. Nótese la gran dispersión de paleocorrientes en trenes ondulíticos sucesivos y el desarrollo de patrones de interferencia en el extremo superior. f) Facies varviforme correspondiente a la asociación 3, donde se intercalan clastos caídos. g) Detalle de un clasto caído (de chert) mostrando el suave incurvamiento de las láminas adyacentes.

cionales en los niveles conglomerádicos y areniscas conglomerádicas. El progresivo abandono de estos canales está indicado por sus arreglos grano-estratodecrecientes y somerización hacia el tope.

La geometría de las superficies ondulíticas que interrumpen las diamictitas arenosas en el tope de los canales, análogas a otras descritas en Eyles y Miall (1984), sugiere que los retrabajos habrían sido producidos por flujos combinados de oscilación-traslación (*cf.* Harms *et al.* 1982, Leeder 1982) y oscilatorios puros (*cf.* Allen 1982). Los índices de óndula y patrones de interferencia indican actividad de oleaje somero y muy somero, y junto con la gran variabilidad de direcciones de paleocorrientes (Fig. 7b) señalan una marcada influencia atmosférica durante etapas de emersión.

3) Asociación de areniscas y pelitas finamente estratificadas con clastos caídos y niveles conglomerádicos subordinados

Son depósitos tabulares y finamente laminados (de aspecto varviforme), que incluyen términos granulométricos entre arcillo-limosos y arenosos. En afloramiento se disponen rellenando una amplia artesa expuesta en la Quebrada de La Pola (Fig. 3), ubicada aproximadamente 1,5 km al sur de la localidad tipo. En detalle pueden observarse, dentro del contexto fino de estas ritmitas, intercalaciones laminares discontinuas (*stringers*) de microconglomerados y areniscas gruesas gradadas tabulares y muy delgadas, que desarrollan marcas de flujo y de carga basales. En algunos sectores incluye abundantes

clastos dispersos que producen la inflexión de las láminas (Fig. 4f y g). Asimismo, resaltan del contexto fino algunas intercalaciones de conjuntos de detritos mal seleccionados (Fig. 8) que gradan al depósito varviforme, en donde los clastos suspendidos producen inflexiones bien marcadas. Estas acumulaciones groseras son matriz soportadas y macizas (Dmm). Algunas suelen portar clastos cuyo diámetro máximo supera el espesor de la capa que los incluye.

Dentro de este conjunto resaltan algunos niveles lenticulares delgados y medianos de conglomerados clastosoportados macizos con abundante cuarzo e intraclastos grandes que poseen base marcadamente erosiva.

Las facies constituyentes serían: Fl y Fld (Eyles *et al.* 1983) en combinación con intercalaciones muy delgadas de Dmg, Sg y Sm (constituidas por materiales resedimentados). Es importante destacar que no se hallaron evidencias de oleaje, ni de tormentas, ni restos fósiles.

La asociación corona al Miembro Inferior de la unidad en la sección de La Pola y está limitada, tanto en su base como en el tope, por capas conglomerádicas clastosoportadas, tabulares y de reducido espesor. Ambos están constituidos por una hilera simple de clastos. El conglomerado basal posee bloques facetados, estriados y sobredimensionados respecto al espesor de capa (tamaño máximo de clasto igual a 35 cm, espesor de capa igual a 21 cm), con intersticios rellenos con material fangoso heterogéneo. El conglomerado cuspidal, en cambio, está constituido por guijones y bloques bien redondeados y sin estrías ni facetas. Sus intersticios están rellenos con material granular cementado con

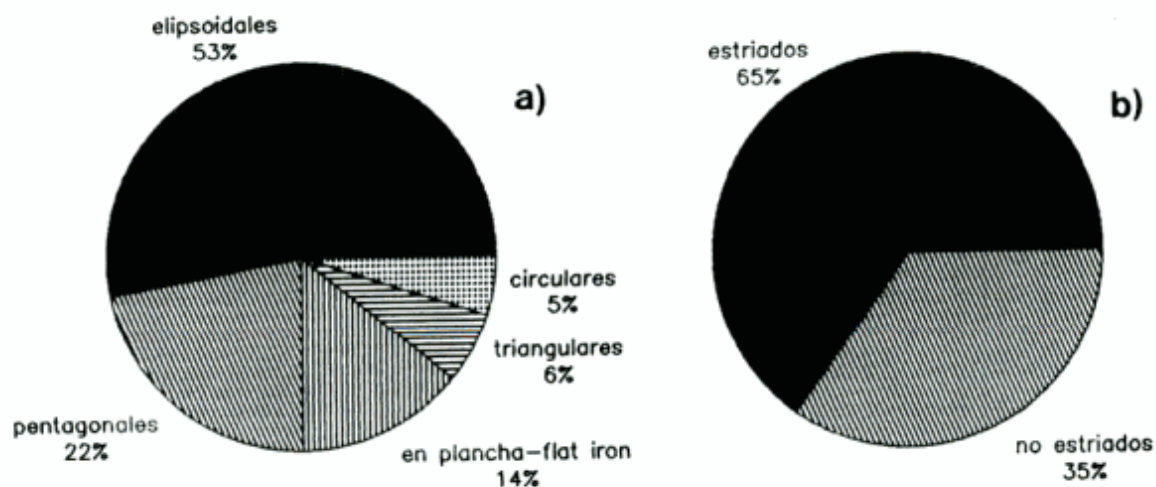


Figura 5: Morfología y composición de clastos de la diamictita basal de la Formación Don Braulio. a) Formas de clastos aplanados, guijarros y guijones tabulares (formas bidimensionales), n=1000 clastos. b) Morfología superficial: proporción de clastos estriados, guijarros y guijones, n=1000.

calcita. Este último constituiría la base del Miembro Superior y se caracteriza por poseer cubiertas fosilíferas (coquinas con fauna de *Hirnantia*).

Interpretación:

El análisis de esta facies permite caracterizarla como sedimentación subácuea de fondo tranquilo, relacionada directamente con procesos glaciales. Dentro de ella se distingue: a) un aporte relativamente continuo de material fino en suspensión, producto de descongelamiento y balsaje glacial (cf. López Gamundi 1988), donde se intercalan algunos clastos caídos y b) aportes discretos, producto de fluctuaciones temporales (sedimentación periódica cf. Drewry y Cooper 1981), caracterizados por material más grueso proveniente directamente desde el glaciar o de balsaje. Este mecanismo explica

la depositación de las intercalaciones de detritos fangosoportados, interpretadas como depósitos de caída masiva (*massive rain-out till*), los niveles con abundantes clastos dispersos interpretados como clastos caídos y los conglomerados clas-tosoportados interpretados como flujos de gravedad depositados en canales proglaciales.

Esta asociación constituye evidencias directas de sedimentación glacial subácuea. No obstante, no presenta evidencias de vinculación marina. Por el contrario, su geometría a macroescala indica el relleno de una depresión cóncava situada entre domos tillíticos de la asociación 1. Esto es común durante la etapa de retroceso de glaciares que dejan una morfología con depresiones y domamientos (morfología de *hummocks* y *swaleys*), donde las depresiones son típicamente ocupadas por cuerpos lacustres con manifestaciones proglaciales como las que se observan en este caso.

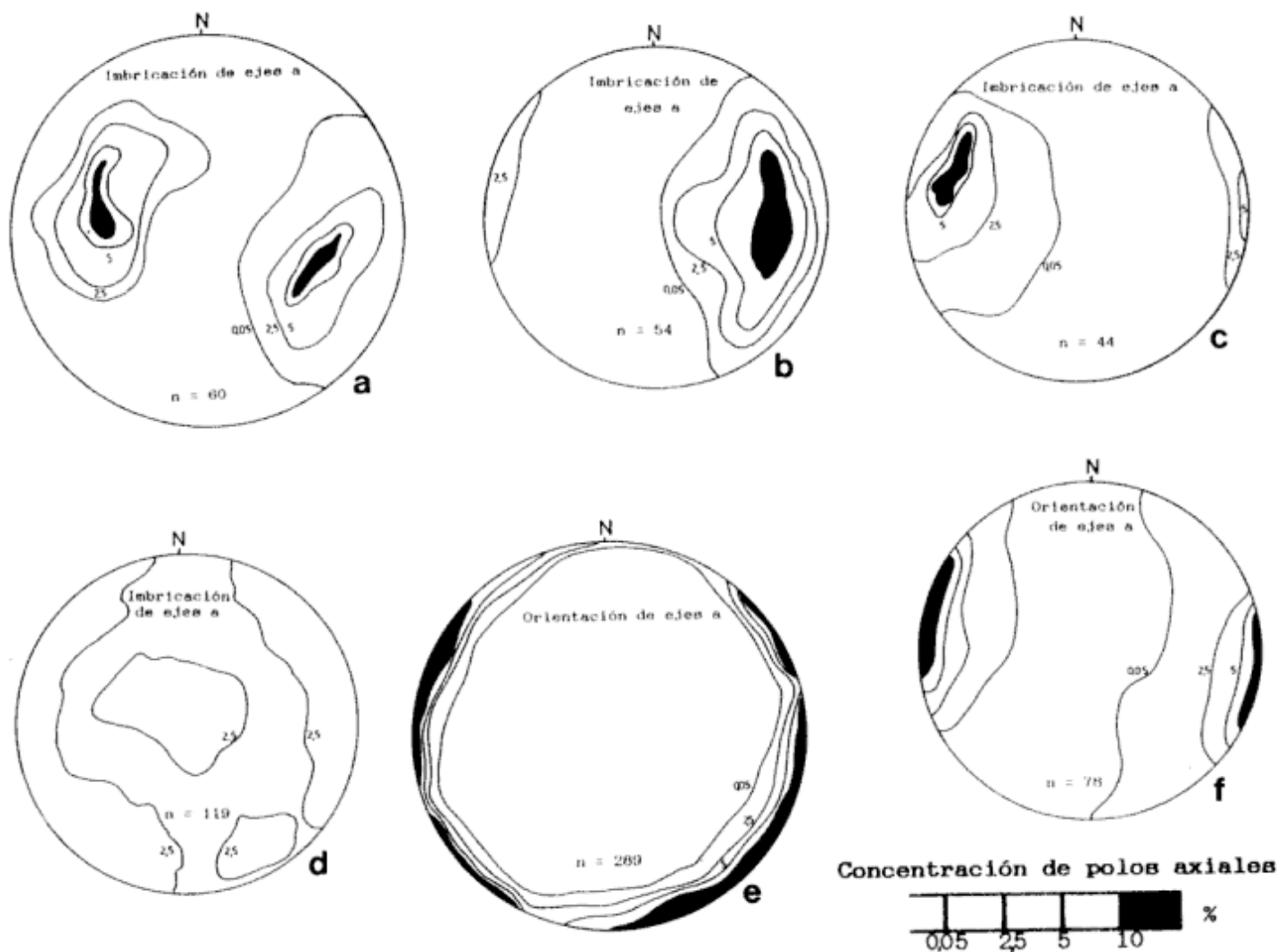


Figura 6: Diagramas petrofábricos de la diamictita basal de la Formación Don Braulio mostrando la distribución de inmersiones (a-d) y orientación preferencial (e y f) de los clastos según su máxima elongación. a = polos axiales del eje mayor A (explicación en el texto).

Con respecto a los conglomerados tabulares que limitan esta facies, el basal se interpreta como una concentración de clastos caídos o lluvia de bloques concentrada, ya que el tamaño máximo de los bloques supera al espesor de la capa (véase López Gamundí 1991), mientras que el superior corresponde al inicio del ciclo transgresivo representado por el Miembro Superior. Este último solapa a todo el Miembro Inferior y representa el retrabajo *in situ* de las diamictitas infrayacentes, que produjo una concentración residual gruesa íntimamente relacionada con fauna marina.

Sucesión estratigráfica y modelo paleoambiental

En el Miembro Inferior de la Fm. Don Braulio (Figs. 2 y 3) se relacionan las asociaciones 1, 2 y 3 en proporciones de 85 %, 10 % y 5 %, respectivamente. Su contacto basal está dado por una superficie irregular (discordancia erosiva) y localmente fallada.

La sucesión comienza con la asociación 1 que en los primeros 8 m posee acumulados el 90 % de los bloques mayores. Esto permitiría considerar a la parte basal como un till de alojamiento (*lodgement*). El resto de la Dmm posee una menor densidad de clastos (5-10 %) interpretándose, en general, como depósitos subglaciales y proglaciales. Los clastos

estriados, pulidos y facetados indican que si la cubierta de hielo era continua, al menos localmente fluyó en forma de glaciares, hecho también indicado por la mezcla textural de clastos transportados subglacial y supraglacialmente.

A pesar del detallado análisis llevado a cabo en la asociación 1, no se cuenta con elementos concluyentes en favor de una génesis glacialmarina o glacialcontinental para estos depósitos (por ejemplo: existencia de un pavimento estriado, glacialtectonismo, abundantes depósitos resedimentados, retrabajos por tormentas). No obstante, el hiato erosivo desarrollado en la base de esta secuencia y la geometría irregular del contacto, la presencia de orientación en los clastos de las diamictitas macizas con acumulación de bloques, los rápidos cambios de facies tanto verticales como laterales (Fig. 3) e intercalación de facies lenticulares con retrabajos de oleaje muy someros (asociación 2) y la ausencia de capas gradadas y de fósiles autóctonos, favorecería una naturaleza continental o transicional, con predominio de depósitos morrénicos y desarrollo local de cuerpos lacustres (asociación 3).

La asociación 2, intercalada dentro de la 1, corresponde a depósitos canalizados periódicamente retrabajados por corrientes oscilatorias durante su fase de abandono. Estos pertenecerían a depósitos fluvio-glaciales o de canales de escurrimiento proglacial (*out-wash channels*) con exposición subárea, desarrollados en ambiente transicional o continental.

La asociación 3 indica sedimentación subárea, tanto desde suspensión como por flujos de gravedad episódicos, en cuerpos de agua restringidos. A pesar de su similitud con "glaciomarinitas" (*cf.* Schermerhorn 1974), no posee fauna y por la escasa dispersión areal respecto al conjunto, se interpreta como facies glacialacustres proglaciales.

El contacto cuspidal es neto y está dado por un conglomerado tabular delgado asociado a coquinas, con que se inicia el Miembro Superior, predominantemente fangoso y definitivamente marino (Baldis *et al.* 1982, Sánchez *et al.* 1991). Este pseudopavimento constituye un conglomerado residual (Astini 1991) generado durante una transgresión rápida. La concentración de clastos de reducido espesor obedece a procesos de lavado y segregación producidos por flujos de fluidos que eliminaron los finos generando un acorazamiento del lecho (*armouring effect*, Raudkivi 1976). Este proceso es común durante el comienzo de ciclos transgresivos (Kachel y Smith 1986, Leithold 1989, Thorne *et al.* 1991) cuando la energía que afecta al fondo es máxima y particularmente cuando los depósitos transgredidos son heterogéneos (Shaw 1982 y 1987, Eyles 1988, Clark

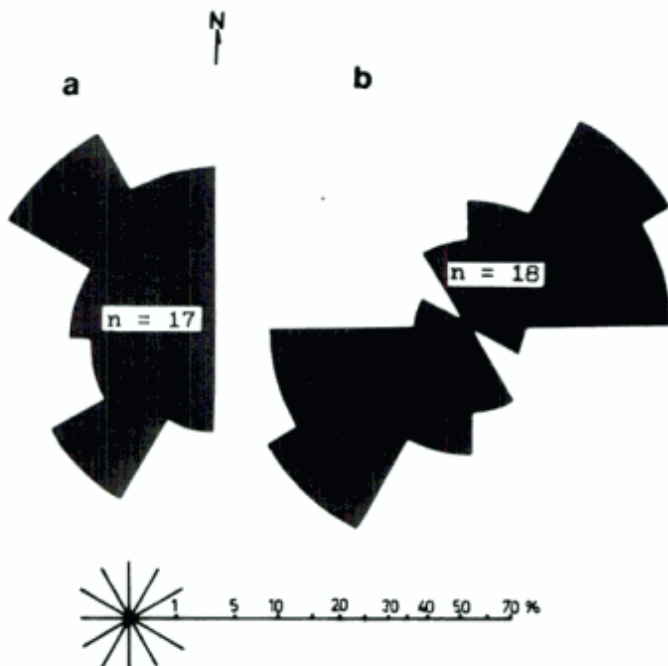


Figura 7: Diagramas de paleocorrientes de la asociación de facies 2 del Miembro Inferior de la Formación Don Braulio. a) datos tomados en facies canalizadas, b) datos tomados en trenes de ondulitas simétricas (explicación en el texto).

1991). De haberse producido un posterior avance de glaciares asentados, se habría convertido en un pavimento de bloques estriados (véase Eyles 1988).

Discusión y edad de la glaciación

El Miembro Inferior de la Fm. Don Braulio evidencia procesos glaciares que se atribuyen a glaciares ligados al evento de glaciación gondwánica finiordevónico. Dichas evidencias permiten invalidar la fase dias-trófica Villicúmica postulada por Baldiset *al.* (1982) como causa principal de la generación de las sefitas del Miembro Inferior, aun cuando glaciación y tectonismo en ciertos tipos de glaciación (por ejemplo, de tipo alpino), no sean mutuamente excluyentes. Otra alternativa es la de una génesis eustática (no tectónica), sugerida por Sánchez *et al.* (1988 y 1991). Los cambios en el nivel del mar constituyen evidencias indirectas de tectonismo como de glaciación; sin embargo, las variaciones glacieustáticas contrastan por su velocidad y magnitud, con las originadas por causas tectónicas (Crowell 1983). Sánchez *et al.* (1991) favorecieron implícitamente una génesis glacial, al establecer su importancia interregional. Estos autores apelaron a la existencia de una caída del nivel del mar para explicar la génesis de las fangolitas guijosas de la base y el contacto discordante de la secuencia. En este sentido, Astini y Benedetto (1992), interpretaron al Miembro Inferior de la Formación Don Braulio como un cortejo de nivel del mar bajo desde un punto de vista estratigráfico secuencial.

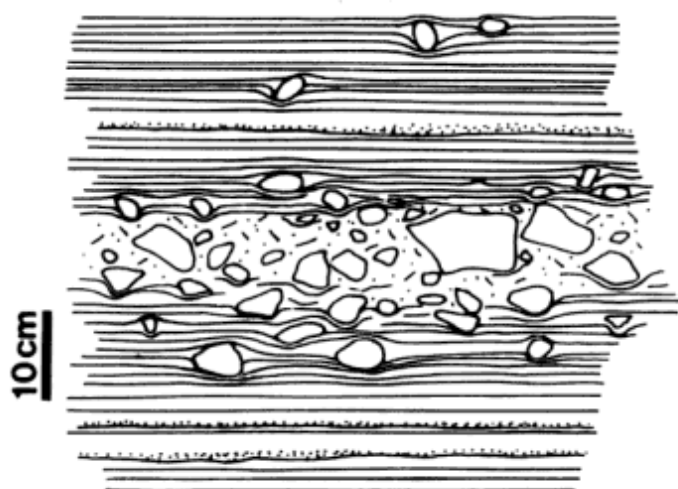


Figura 8: Dibujo de los depósitos de till de fusión (*massive rainout till*) y clastos caídos intercalados entre depósitos varviformes en la asociación de facies 3.

El análisis de paleocorrientes a partir de la fábrica en las diamictitas y de marcas de base y estructuras cruzadas en las facies canalizadas indican proveniencias desde el actual este y sureste, aunque la composición mixta sedimentaria-plutónica no define claramente las áreas de aporte. Los componentes sedimentarios provienen en su mayoría de las unidades del Ordovícico inferior y medio, lo que podría interpretarse como producto de proveniencia local. La pobre madurez textural de los clastos provenientes de la unidad infrayacente corroboran el carácter erosivo del agente sedimentario a escasa distancia del área de depósito. La presencia de abundantes clastos pulidos, facetados y estriados, junto a los grandes bloques con surcos continuos interpretados como retazos de pavimentos hallados en la base, indican asimismo, la actividad de glaciares asentados activos a muy poca distancia del depocentro.

La secuencia glacial es sucedida por el Miembro Superior, constituido por una secuencia de plataforma extraglacial (sin evidencias directas de procesos depositacionales glaciogénicos) con una abundante fauna marina estenohalina y poco diversificada (Sánchez *et al.* 1991), producto de restricciones climáticas (véase Astini y Benedetto 1992). Esta sucesión que comienza con un conglomerado transgresivo producto del retrabajo de las diamictitas del Miembro Inferior contiene fauna de *Hirnantia* en la sección inferior y media, quedando la secuencia glacial restringida por debajo. La edad de la glaciación que afectó a la Precordillera estaría, por lo tanto, acotada entre el Caradociano y el Hirnantiano. No obstante, Astini (1991) al realizar un análisis secuencial de los depósitos silicoclásticos ordovícicos de la Precordillera, acotó estos depósitos entre el Ashgilliano inferior y el Hirnantiano, basado en que entre el Caradociano y el Ashgilliano inferior se habría depositado, en el ámbito oriental precordillerano, la "aloformación Trapiche". Si se tiene en cuenta la naturaleza eventual de la glaciación hirnantiana (Brenchley, com. pers.) y la ausencia de una discontinuidad prolongada entre los miembros Inferior y Superior de la Fm. Don Braulio, la glaciación quedaría situada en la base del Hirnantiano. En otras localidades del entonces Gondwana facies con fósiles hirnantianos se han hallado intercaladas con las secuencias glaciales (Hambrey 1985, Destombes *et al.* 1985, Vaslet 1990, Brenchley *et al.* 1991, entre otros), o en una posición análoga a la que en esta unidad poseen con respecto a las facies de plataforma del Miembro Superior.

La sobreimposición de una secuencia de plataforma sobre diamictitas glaciaterrestres o glaciemarinas proximales condice con el clásico ejemplo de plataformas

transgredidas durante el episodio de ascenso eustático asociado a la etapa de recesión glaciaria (cf. Crowell 1978, Boulton y Deynoux 1981, Powell 1984, Eyles y Miall 1984, Visser 1989).

Conclusiones

Se diferencian en la Formación Don Braulio (Ashgilliano-Llandovertiano) de la Precordillera Argentina dos sucesiones de facies bien diferenciadas. La inferior de carácter glaciogénico y la superior constituida por una plataforma fangosa extraglacial. Evidencias directas (sedimentitas glaciales) como indirectas (variaciones glacioeustáticas) indican la génesis glacial del Miembro Inferior.

Dentro de la sucesión glaciogénica (20,5 m de espesor) predominan las diamictitas macizas matriz-transportadas (asociación 1). Su génesis, aún incierta, puede atribuirse a depósitos subglaciales o a depósitos morrénicos. Depósitos canalizados arenoconglomerádicos (asociación 2) y varviformes (asociación 3) están subordinados. Los primeros se interpretan como facies fluvio-glaciales o proglaciales canalizadas con retrabajo de oleaje somero en sus topes. Los depósitos varviformes con clastos caídos se interpretan como facies término-glaciales subáreas, arealmente restringidas (glacilacustres?).

Se postula una génesis preferentemente continental o transicional para la sucesión glaciogénica (Miembro Inferior) y marina para la sucesión superior, no

existiendo ninguna evidencia a favor de depósitos marinos francos en el Miembro Inferior.

No sólo los clastos estriados y pulidos con formas paralelepípedas incluidos en la asociación 1 son una evidencia directa de actividad glacial, sino que los clastos caídos y depósitos de caída masiva dentro de la asociación 3 constituyen verdaderas evidencias de procesos glaciales.

La sucesión superior de la Formación Don Braulio constituye una secuencia transgresiva de plataforma que suprayace en absoluta concordancia a la sucesión glaciogénica. Esto concuerda con modelos de plataformas transgredidas durante un episodio de ascenso eustático finiglaciario.

Los depósitos glaciogénicos de la base de la Fm. Don Braulio, permiten establecer correlaciones interregionales de importancia paleogeográfica, confirmando la gran expansión del evento glacial hirnantiano en Sudamérica.

Agradecimientos

Se agradecen los valiosos comentarios efectuados por O.L. Gamundí, J.L. Benedetto y árbitros de esta revista. Discusiones posteriores con P. Brechley permitieron mejorar la versión original del trabajo. El apoyo económico a los autores fue pro-visto por el CONICET (PID N° 3-106700/88) y por la Fundación Stiftung Volkswagen (AZ:I/63074), respectivamente.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R., 1982. Sedimentary structures: Their character and physical basis. Developments in sedimentology, 30. Elsevier, 1256 p., Amsterdam.
- Antelo, B., 1978. Las formaciones de edad silúrica en el Noroeste argentino (Provincias de Jujuy y Salta). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33:1-16.
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (inédito).
- Astini, R.A. y Benedetto, J.L., 1992. El Ahgilliano tardío (Hirnantiano) del Cerro La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 29(3):246-264.
- Baldis, B.A. y Blasco, G., 1975. Primeros trilobites Ashgillianos del Ordovícico sudamericano. Actas 1º Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, 1:33-48. Tucumán.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 4:399-445. Buenos Aires.
- Barnes, C.R., 1986. The faunal extinction event near the Ordovician-Silurian boundary. A climatically induced crisis. En: Walliser, O.H. (Ed.): Global bioevents. Lecture Notes in Earth Science, Springer-Verlag, 8:121-126. Berlin.
- Barret, P.J. y Hambrey, M.J., 1992. Plio-Pleistocene sedimentation in Ferrar Fiord, Antarctica. Sedimentology, 39:109-123.
- Benedetto, J.L., 1986. The first typical *Hirnantia* Fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera). En: Racheboef, R.R. y Eming, C.C. (Eds.): Les Brachiopodes fossiles et actuels. Biostratigraphie du Paléozoïque 4:439-447. Brest.
- Berry, W.B.N. y Boucot, A.J., 1972. Correlation of the South American Silurian rocks. Geological Society of America Special Paper 133. 60 p., Boulder.
- Berry, W.B.N. y Boucot, A.J., 1973. Glacio-eustatic control of late Ordovician-early Silurian platform sedimentation and faunal changes. Geological Society of America Bulletin, 84:275-284.
- Boulton, G.B., 1975. Processes and patterns of subglacial sedimentation. En: Wright, A.E. y Mosely, F. (Eds.): Ice Ages: Ancient and Modern. Seel House Press, 7-42. Liverpool.
- Boulton, G.B., 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology, 25:773-799.

- Boulton, G.B. y Deynoux, M., 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15:397-422.
- Brenchley, P.J., 1984. Late Ordovician extinctions and their relationships to the Gondwana glaciation. En: Brenchley, P.J. (Ed.): *Fossils and climate*. Geological Journal, 11:291-315.
- Brenchley, P.J., 1988. Environmental changes close to the Ordovician-Silurian boundary. En: Cocks, L.R.H y Rickards, R.B. (Eds.): *Global analysis of the Ordovician-Silurian boundary*. Bulletin of the British Museum (Natural History), 43:377-385.
- Brenchley, P.J., Romano, M., Young, T.P. y Storch, P., 1991. Hirnantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. En: Barnes, C.R. y Williams, S.H. (Eds.): *Advances in Ordovician geology*. Geological Survey of Canada, Paper 90-9:325-336, Toronto.
- Buggisch, W. y Astini, R.A., 1993. The late Ordovician Ice age: New evidence from the Argentine Precordillera. En: Findlay, R.H., Unrug, R., Banks, M.R. y Veevers, J.J. (Eds.): *Gondwana Eight-Assembly, evolution and dispersal*. Balkema, 439-447. Rotterdam.
- Clark, P.O., 1991. Striated clast pavements: products of deforming subglacial sediments? *Geology*, 19:530-533.
- Clifton, H.E., 1973. Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, 20:173-187.
- Crowell, J.C., 1978. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning and climatic changes. *American Journal of Science*, 278:1345-1372.
- Crowell, J.C., 1983. The recognition of ancient glaciations. En: Medaris L.G. Jr. (Ed.): *Proterozoic geology: selected papers from an International Proterozoic Symposium*, Geological Society of America. Memoir, 161:289-297.
- Crowell, J.C., Rocha-Campos, A.C. y Suárez Soruco, R., 1980. Silurian glaciation in Central South America. En: Cresswell, M.M y Vela, P. (Eds.): *Gondwana Five. Selected papers and abstracts of papers presented at the Fifth International Gondwana Symposium*, Balkema, 105-110. Rotterdam.
- Crowell, J.C., Suárez Soruco, R. y Rocha-Campos, A.C., 1981. The Silurian Cancañiri (Zapla) Formation of Bolivia, Argentina and Perú. En: Hambrey, M.J. y Harland, W.B. (Eds.): *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 902-907. Cambridge.
- Dávila, J. y Ponce de León, V., 1971. La sección del Río Inambari en la Faja Subandina del Perú y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancañiri (Zapla) del Silúrico. *Revista Técnica de YPF*, 1:67-85.
- Debyser, J., De Charpal, O. y Merabet, O., 1965. Sur le caractère glaciaire de la sédimentation de l'Unité IV au Sahara Central. *Compte rendus des seances de l'Académie des Sciences*, 261:5575-5576. Paris.
- Destombes, J., 1968a. Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge Ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 267:565-567. Paris.
- Destombes, J., 1968b. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2 Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-atlas, Maroc. *Compte rendus des seances de l'Académie des Sciences*, 267:684-686. Paris.
- Destombes, J., 1981. Hirnantian (Upper Ordovician) tillites on the north flank of the Tindouf basin, Anti-Atlas, Morocco. En: Hambrey, J. y Harland, W.B. (Eds.): *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 84-88, Cambridge.
- Destombes, J., Holland, H. y Willefert, S., 1985. Lower Paleozoic rocks of Morocco. En: Holland, C.H. (Ed.): *Lower Paleozoic rocks of North-Western and West Central Africa*. Wiley and Sons, 91-336. New York.
- Deynoux, M., 1985. Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three case studies from the Late Precambrian and Late Ordovician glacial drifts in West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51:97-141.
- Deynoux, M. y Trompette, R., 1981. Late Precambrian tillites of the Taoudeni basin, West Africa. En: Hambrey, M.J. y W.B. Harland (Eds.): *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 123-131. Cambridge.
- Dowdeswell, J.A., Hambrey, M.J. y Wu, R.T., 1985. Clast shape and fabric in Precambrian and modern glacial sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, 55:691-704.
- Dreimanis, A., 1979. The problem of waterlain tills. En: Schlüchter, Ch. (Ed.): *Moraines and varves*. Balkema, 167-177. Rotterdam.
- Dreimanis, A., 1989. Tills, their genetic terminology and classification. En: Goldthwait, R.P. y Matsch, C.L. (Eds.): *Genetic classification of glacial deposits*. Balkema, 17-83. Rotterdam.
- Drewry, D.J. y Cooper, A.P., 1981. Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. *Annals of Glaciology*, 2:117-122.
- Eyles, C.H., 1988. A model for striated boulder pavement formation on glaciated shallow-marine shelves: an example from the Yakataga Formation, Alaska. *Journal Sedimentary Petrology*, 58:62-71.
- Eyles, N. y Miall, A.D., 1984. Glacial facies. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models*. Geoscience Canada, 15-38. Toronto.
- Eyles, N., Eyles, C.H. y Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile analysis; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30:393-410.
- Eyles, C.H., Eyles, N. y Miall, A.D., 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51:15-84.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley & Sons, 892 p. New York.
- Gibbard, P., 1980. The origin of stratified Catfish Creek Till by basal melting. *Boreas*, 9:71-85.
- Graham, J., 1988. Collection and analysis of field data. En: Tucker, M. (Ed.): *Techniques in sedimentology*. Blackwell, 5-62. Oxford.
- Gravenor, C., Von Brunn, V. y Dreimanis, A., 1984. Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. *Earth Science Review*, 20:105-166.
- Haldorsen, S., 1978. Glacial comminution of mineral grains. *Norsk Geologiske Tidsskrift*, 58:241-243.
- Haldorsen, S., 1982a. The genesis of tills from Astadalen, southeastern Norway. *Norsk Geologiske Tidsskrift*, 62:11-32.
- Haldorsen, S., 1982b. The enrichment of quartz in tills. En: Evenson, E.B., Schlüchter, Ch. y Rabasa, J. (Eds.): *Tills and Related Deposits*. Balkema, 141-150. Rotterdam.
- Hambrey, J., 1985. The late Ordovician-early Silurian glacial period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51:273-289.
- Harland, W.B. y Herod, K.N., 1975. Glaciations through time. En: Wright, A.E. y Moseley, F. (Eds.): *Ice ages ancient and modern*. Geological Journal, Special Issue, 6:189-216.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 9*, 249 p. Tulsa.

- Hicock, S.R., 1990. Genetic till prism. *Geology*, 18:517-519.
- Ingram, R., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65:937-938.
- Kachel, N.B. y Smith, J.D., 1986. Geological impact of sediment-transporting events on the Washington continental shelf. En: Knight, R.J. y McLean, J.R. (Eds.): *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 11:145-162. Toronto.
- Keidel, J., 1941. Paleozoic glaciation in South America. *Proceedings Eighth American Scientific Congress*, 4:89-108.
- Leeder, M.R., 1982. *Sedimentology: processes and products*. Unwin & Hyman, 344 p. London.
- Leithold, E.L., 1989. Depositional processes on an ancient and modern muddy shelf. *Sedimentology*, 36:179-202.
- Levy, R. y F. Nullo, 1974. La fauna del Ordovícico (Ashgilliano) de Villicúm, San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 9:173-194.
- López Gamundí, O.R., 1988. Interacción de mecanismos de sedimentación en un ambiente glacimarinero: Formación Agua de Jagüel (Uspallata, Prov. de Mendoza). 2º Reunión Argentina de Sedimentología, 150-154. Buenos Aires.
- López Gamundí, O.R., 1991. Thin-bedded diamictites in the glaciomarine Hoyada Verde Formation (Carboniferous), Calingasta-Uspallata Basin, western Argentina: a discussion on the emplacement conditions of subaqueous cohesive debris flows. *Sedimentary Geology*, 73:247-256.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. En: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir, 5:597-604. Toronto.
- Nemec, W., 1988. The shape of the rose. *Sedimentary Geology*, 59:149-152.
- Ortiz, A., y Zambrano, J. 1981. La Provincia Geológica de Precordillera Oriental. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino* 3:59-74. San Luis.
- Peralta, S.H., 1984. Ludlowiano en la Precordillera Oriental sanjuanina. *Acta 9º Congreso Geológico Argentino*, 4:296-304. S.C. de Bariloche.
- Peralta, S.H., 1986. La graptofauna ordovícica de la Formación La Cantera, Precordillera Oriental de San Juan. *Acta 4º Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía*, 1:67-71. Mendoza.
- Peralta, S.H., 1990. Nuevas graptofaunas de la Formación La Cantera, Sierra de Villicúm, Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Serie Correlación Geológica 7: 67-72. Tucumán.
- Peralta, S.H., y Baldi, B.A., 1990. *Glyptograptus persculptus* en la Formación Don Braulio (Ashgilliano tardío-Llandoveryano temprano), Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. 5º Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, Serie Correlación Geológica 7: Tucumán.
- Peralta, S.H., y Carter, Ch., 1990. La glaciación Gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2:181-185. San Juan.
- Potter, P.E. y Pettijohn, F.J., 1977. *Paleocurrents and basin analysis* (2da Edición). Springer-Verlag, 425 p. Berlin.
- Powell, R.D., 1984. Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Marine Geology*, 57:1-52.
- Powers, M.C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal Sedimentary Petrology*, 23:117-119.
- Powers, M.C., 1982. Comparison chart for estimating roundness and sphericity. AGI Data Sheet 18. American Geological Institute.
- Raudkivi, A.J., 1976. *Loose boundary hydraulics*. 2 Ed. Pergamon Press, 397 p. Oxford.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11:94-104.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments - with reference to terrigenous clastics*. Springer-verlag, 439 p. Berlin.
- Rocha-Campos, A.C., 1981a. Late Ordovician (?)-early Silurian Trombetas Formation, Amazonas Basin, Brazil. En: Hambrey, M.J. y Harland, W.B. (Eds.): *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 696-901. Cambridge.
- Rocha-Campos, A.C., 1981b. Early Paleozoic Iapó Formation of Parana, Brazil. En: Hambrey, M.J. y Harland, W.B. (Eds.): *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 696-901. Cambridge.
- Sánchez, M.T., Benedetto, J.L. y Brussa, E., 1988. Late Ordovician stratigraphy, palaeoecology and sea level changes in the Argentine Precordillera. Abstracts 5º International Symposium on the Ordovician System. Newfoundland.
- Sánchez, M.T., Benedetto, J.L. y Brussa, E., 1991. Late Ordovician stratigraphy, palaeoecology and sea level changes in the Argentine Precordillera. En: Barnes, C.R. y Williams, S.H. (Eds.): *Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada, Paper 90-9:245-258. Toronto.
- Schermerhorn, L.J.G., 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non glacial? *American Journal of Science*, 274:673-824.
- Schermerhorn, L.J.G., 1976. Late Precambrian mixtites: Glacial and/or nonglacial? Dealing especially with the mixtites of West Africa. Discussion/Reply. *American Journal of Science*, 276:1315-1324.
- Schlagintweit, O., 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia. *Revista Minera Argentina*, 13:115-127.
- Scotese, C.R. y S.F. Barrett, 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Paleozoic: evidence from lithological indicators of climate. En: McKerrow, W.S. y Scotese, C.R. (Eds.): *Paleozoic paleogeography and biogeography*. Geological Society of London, Memoir, 12:132-138. London.
- Shaw, J., 1982. Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 19:1548-1569.
- Shaw, J., 1987. Glacial sedimentary processes and environmental reconstruction based on lithofacies. *Sedimentology*, 34:103-116.
- Sheehan, P.M., 1973. The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas. *Lethaia*, 6:147-154.
- Spjeldnaes, N., 1981. Lower Paleozoic climatology. En: Holland, C.H. (Ed.): *Lower Paleozoic rocks of the world, Volumen 3. Lower Paleozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa and Antarctica*. Wiley and Sons, 199-256. New York.
- Stanley, S.M., 1988. Paleozoic mass extinctions: shared patterns suggest global cooling as a common cause. *American Journal of Science*, 288:334-352.
- Tanner, W.F., 1967. Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology*, 13:57-77.
- Thorne, J.A., Grace, E., Swift, D.J.P. y Niedoroda, A., 1991. Sedimentation on continental margins, III: the depositional fabric - an analytical approach to stratification and facies identification. En: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman R.W. y Thorne, J.A. (Eds.): *Shelf sand and sandstone bodies*.

- International Association of Sedimentologists Special Publication, 14:59-87. Oxford.
- Vaslet, D., 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes*, 13:147-161.
- Visser, J.N.J., 1989. The Permo-Carboniferous Dwyka Formation of Southern Africa: Deposition by a predominantly subpolar marine ice sheet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, 70:377-391.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30:377-392.
- Zingg, T.H., 1935. Beiträge zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische u Petrographische Mitt.*, 15:39-140

Recibido: 12 de mayo, 1992

Aceptado: 11 de agosto, 1993

Petrología, ciclos sedimentarios y ambiente depositacional de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el río Corralito, Salta

Ricardo M. PALMA

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

ABSTRACT. *Petrology, sedimentary cycles and depositional environment of the Yacoraite Formation (Upper Cretaceous) of Corralito river, Salta.* The sedimentological and petrographical characteristics of siliciclastic and carbonate facies within the Yacoraite Formation at Corralito river are described. The rocks contain ostracods, molluscs and algae, as well as coated grains and polygenetic intraclasts. Mixed terrigenous elements are important in most of the carbonate rocks, where limestones are transitional to siltstones and sandstones. Statistical analyses using markovian chains enabled the detection of a high energy basal cycle and a low energy upper cycle. Facies relationships indicate a lacustrine environment, characterized by (1) non-marine fossils, such as small gastropods, ostracods, bivalves and charophytes, (2) stromatolites, (3) sedimentary structures indicative of shallow water and weak to strong wave action, and (4) lateral continuity of beds. The diagenetic processes which have affected the rocks include solution, micritization, fresh-water cementation and dolomitization.

Introducción

El propósito de este trabajo es presentar una descripción petrográfica de las rocas calcáreas de la Formación Yacoraite e ilustrar las diferentes asociaciones litológicas y caracterizar su ambiente depositacional. La información presentada se basa principalmente en el levantamiento de un perfil detallado de esta unidad en las inmediaciones de Campo Quijano, a unos 50 km al oeste de la ciudad de Salta (Fig. 1).

Los estudios de microscopía normal y de campo permitieron establecer las diferentes condiciones que prevalecieron durante la depositación y diagénesis de estas rocas. Para ello se estudiaron un total de 120 secciones delgadas mediante técnicas convencionales de tinción.

Marco geológico

Los depósitos de la Formación Yacoraite (Turner 1959) constituyen una secuencia característica de amplio desarrollo en las provincias de Salta, Jujuy y norte de Tucumán. Poseen una abundante bibliografía, Lencinas y Salfity (1973); Palma (1984); Marquillas, 1985; Gómez Omil *et al.* (1989) y muchos otros más referidos a aspectos litoestratigráficos, contenido fosilífero y paleogeografía.

En el área de estudio (Fig. 1) la secuencia estratigráfica comienza con los depósitos turbidíticos

de la Formación Puncoviscana, estudiada entre otros por Omarini y Baldi (1984) y Durand y Spalletti (1986).

La presencia de icnofósiles permite a Aceñolaza *et al.* (1976) asignarle una edad precámbrica superior-cámbrica inferior.

En discordancia angular se apoya la Formación Yacoraite seguida por los depósitos de la faja verde basal, denominada Formación Tunal por Amengual (en Turner *et al.* 1979). En transición sobre ella se reconoce el Subgrupo Santa Bárbara (Moreno 1970) afectado en su techo por una discordancia regional que marca el inicio del Grupo Orán (Terciario *sensu lato*)

Descripción de facies y elementos composicionales aloquímicos

La Formación Yacoraite (59 m) está integrada en su base por una sucesión de calizas oolíticas y estromatolíticas con intercalaciones de packstones y pelitas de color gris verdoso.

Hacia los sectores superiores se advierte la presencia de capas de psamitas finas, limolitas y arcilitas que alternan con calizas y pequeños cuerpos estromatolíticos, a menudo silicificados (Fig. 2).

El conjunto presenta predominantemente tonalidades castañas amarillentas y grises. Los contactos entre las capas son en su mayoría planos netos (60%), los ondulados representan un 28% mientras que los

de tipo transicional y erosivos alcanzan un 7 y 5% respectivamente.

Las limolitas castañas a gris verdosas se presentan en capas cuyos espesores varían entre 15-20 centímetros. Generalmente son macizas o bien poseen laminación paralela y estratificación lenticular. Sus contactos con otras capas son planos u ondulados.

Las areniscas finas a medias son castañas a pardo rojizas, en bancos de 10-20 centímetros. Presentan laminación paralela, ondulas asimétricas y estratificación flaser o resultan macizas, con bioturbación endicnia. El contacto inferior de las capas es generalmente plano a levemente ondulado.

Poseen escasa matriz y su fábrica es flotante a semiflotante. Contienen pequeños porcentajes de oolitas, agregados micríticos y fragmentos de gasterópodos.

Las arcilitas de color gris verdoso oscuro, muy calcáreas, se presentan en bancos tabulares de hasta 70 cm, donde la laminación es la estructura más frecuente, aunque se registran también estratificación lenticular, capas macizas y grietas de desecación. En esta facies son comunes los fragmentos y escamas de peces y cuerpos criptalgales lenticulares de escaso espesor.

En lo que respecta a las facies carbonáticas, mudstones y wackestones representan un 25% del total de la secuencia. Son de color gris verdoso a gris oliva, con laminación paralela, ondulas de crestas rectas, ocasionalmente bifurcadas, o bien macizas. Sus espesores oscilan entre 5-20 centímetros. Contienen una variable proporción de pequeños granos de cuarzo y componentes aloquímicos, representados por escamas de peces y valvas de ostrácodos articuladas dispuestas paralelamente a las capas, oogonios de carofitas, abundantes pelloides y oolitas transportadas. La matriz es micrítica grumosa con cristales finos de dolomita.

Los packstones presentan tonalidades amarillentas y gris verdosas. Son laminados, macizos o con ondulas asimétricas de crestas bifurcadas. Sus capas varían entre 20-40 centímetros. Por su parte los grainstones son de color castaño amarillento, macizos, laminados o con estratificación cruzada tabular de escala pequeña. Caracterizan la parte basal de la sección inferior y por lo general subyacen a estromatolitos, wackestones o pelitas calcáreas.

El estudio petrológico de ambas facies revela que están compuestas por oolitas, intraclastos y pellets, además de ostrácodos, gasterópodos, bivalvos, microoncolitos, oogonios y fragmentos algales.

Las oolitas presentan un tamaño variable entre 0,1-2,0 mm pero con un valor de moda aproximado entre 0,35-0,50 mm y una moderada selección. Poseen una típica estructura concéntrica y radial con formas esferoidales, ovoidales o elípticas. Se reconocen diferentes tipos, cerebroides (Carozzi 1962), superficiales, partidas, compuestas (2 o más núcleos) y costras calcáreas microcristalinas envolventes (Wolf 1965), que por otra parte, pueden afectar en forma parcial o completa a componentes aloquímicos.

La forma de las oolitas depende en general del tipo de núcleo (Milliman 1974). Ellos se encuentran representados por detritos extracuencales e intracuencales. Entre los primeros se distinguen granos de cuarzo con extinción ondulante, ortoclasa, microclino y plagioclasas; mientras que los agregados micríticos, pelloides (Dravis 1979) o bien bioclastos caracterizan los núcleos intracuencales.

Cabe destacar que algunas oolitas se encuentran totalmente micritizadas, observándose en muchos casos contactos suturados y fenómenos de presión-solución entre ellas (Fig. 3a). Normalmente están cementadas por cristales de esparita o calcita ferrosa o bien dolomita, que en conjunto rellenan los espacios intergranulares.

En lo que respecta a los intraclastos son de naturaleza micrítica o dolomicrítica (Folk y Land 1975) o bien son agregados irregulares de oolitas y pelloides,

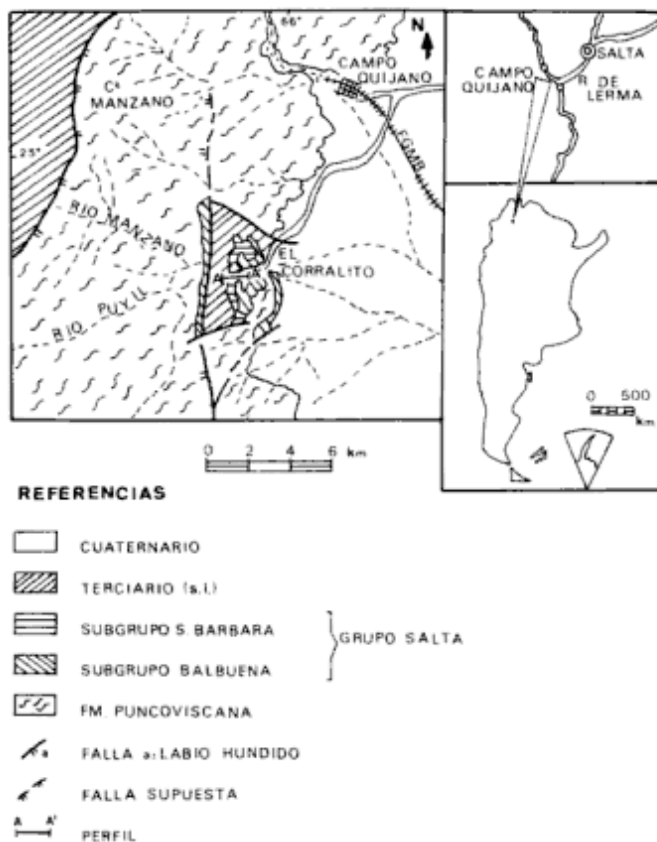


Figura 1: Mapa geológico de la zona El Corralito (Salta) y croquis de ubicación (modificado de Vilela 1956).

subredondeados a redondeados, de hasta 6 cm, con desarrollo de envolturas micríticas anulares de color más oscuro (Fig. 3b). Estos revestimientos originados por micritización también se observan alrededor de los fragmentos de conchillas de gasterópodos, frecuentemente rellenas por material de idéntica composición (Fig. 3c).

Teniendo en cuenta su origen, pocos intraclastos podrían haber sido formados por un selectivo neomorfismo de carbonato de calcio microcristalino, lo que estaría evidenciado por sus límites transicionales con esparita y por la presencia de calcita microcristalina en los bordes de ellos. Cabe destacar que la mayoría de los intraclastos presentan evidencias de transporte por corrientes.

Los peloides se encuentran como individuos solitarios o agrupados, por lo que es difícil determinar si fueron formados en el mismo lugar o bien transportados desde facies adyacentes.

Los micro-oncolitos (Fig. 3d) pueden ser clasificados como Spongostromata (Monty 1981), exhiben

una microestructura definida por láminas concéntricas e irregulares de composición calcítica separadas por otras más oscuras, micríticas, probablemente ricas en materia orgánica. Sus núcleos están formados por valvas de ostrácodos o bien agregados micríticos.

Los oogonios de carofitas son abundantes en diferentes secciones, al igual que los ostrácodos. Estos presentan sus valvas delgadas y compuestas por cristales prismáticos de calcita. Por lo general están rellenas por micrita o bien por cristales de calcita, dolomita ferrosa o dolomicrita cuando las valvas se encuentran articuladas, situación poco frecuente. Presentan envolturas micríticas, rasgo común entre los aloquímicos. Sin embargo otras están totalmente micritizadas.

Estos fenómenos de micritización probablemente fueron originados por acción de algas u hongos (Friedman *et al.* 1971, Bathurst 1976).

Los fragmentos algales se reconocen en diferentes sectores de la secuencia, muestran evidencias de transporte y preservan en algunos casos su estructura, afectada normalmente por extensos fenómenos neomórficos. Generalmente están compuestos por cristales de micrita a esparita de hábito algo prismático y abundantes concentraciones de materia orgánica. Estos fragmentos son planares, redondeados a subredondeados con diámetros que oscilan entre 0,5-1 milímetros.

En la secuencia son característicos los estromatolitos, sobre todo en la sección inferior. Se presentan en capas centimétricas lenticulares y en cuerpos lateralmente continuos, con espesores entre 0,20-0,40 metros.

De acuerdo con su morfología responden al tipo LLH-C (Logan *et al.* 1964), en forma de domos muchas veces coalescentes y con diámetros aproximado en 0,5 centímetros. Estudios de secciones delgadas revelan la presencia de delgadas láminas convexas u ondulantes (Preiss 1976) continuas o discontinuas, de composición micrítica y dolomita fina cristalina. Están separadas por sectores más oscuros, ricos en materia orgánica y con moldes de filamentos algales rellenas por calcita.

Otros componentes aloquímicos se encuentran incorporados a la estructura estromatolítica, tales como ooides, peloides, intraclastos, micro-oncolitos y bioclastos. Entre ellos, valvas de ostrácodos articuladas, desarticuladas y conchillas de gasterópodos disueltas y cementadas por parches discontinuos de esparita. El conjunto muestra un desarrollo de porosidad vugular (Choquette y Pray 1970).

Por último, se reconoció la presencia de una delgada capa (5-20 cm) de caliza intraclástica (cf. Fuchtbauer 1974) castaña amarillenta, compuesta con intraclastos

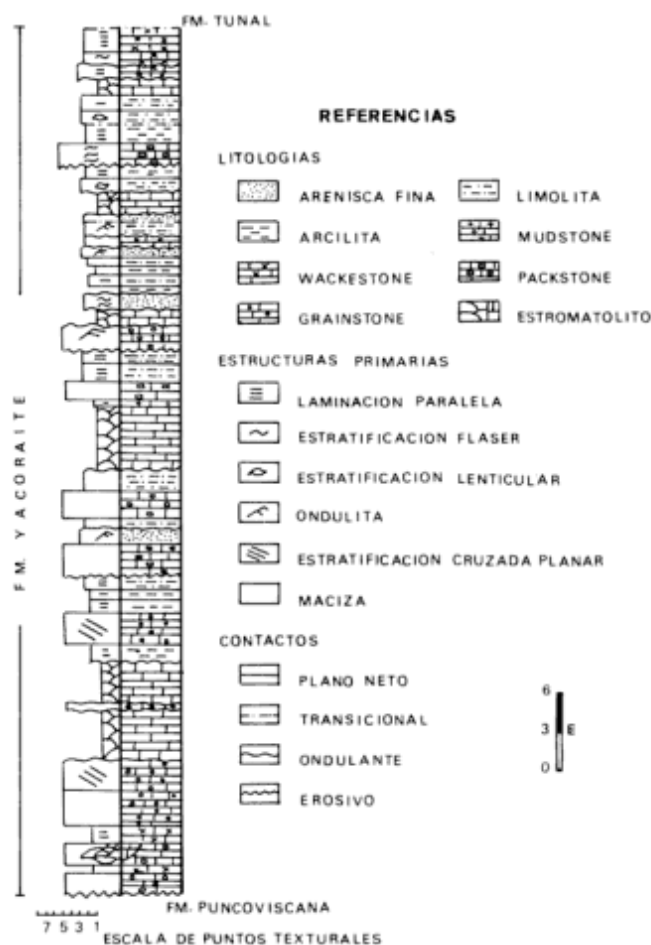


Figura 2: Perfil esquemático de la Formación Yacoraite en el Río Corralito (Salta).

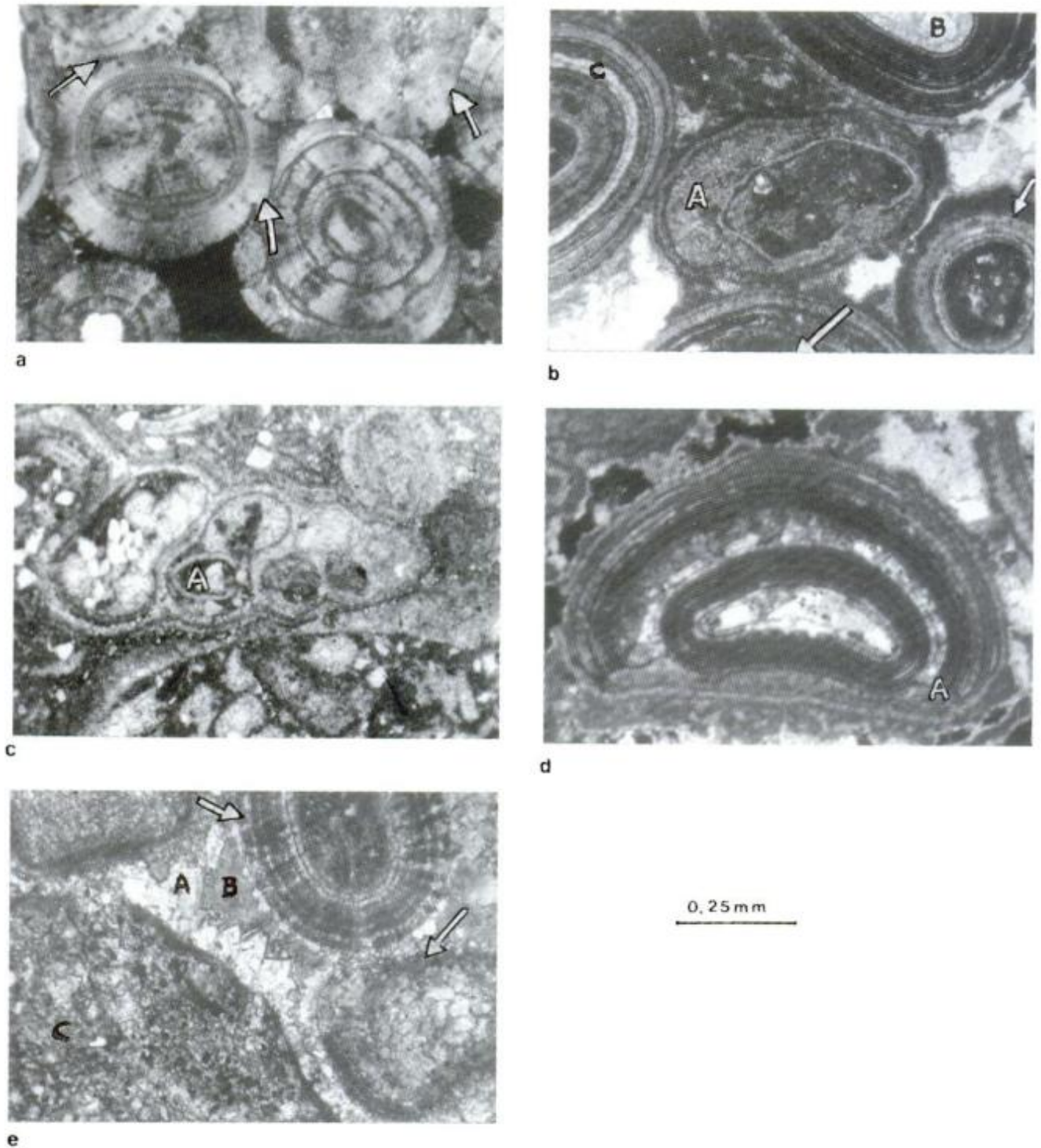


Figura 3: a. Compactación grano a grano con límites suturados entre granos (-) e interpenetración de los mismos en grainstones oolíticos. Luz paralela, 10x. b. Grainstones oointraesqueletal. (A) Intraclasto con envoltura micrítica y ooides micritizados (-). Observar disolución selectiva de núcleos (B) y láminas (C) en ooides. Luz polarizada, 10x. c. Sección longitudinal de gasterópodo, afectado por disolución y con cámaras rellenas por micrita y microesparita. Obstrácodo (A). Observar matriz y cambios texturales. Luz polarizada, 10%. d. Oncolitos en facies de grainstones oointraesqueletal. Observar láminas concéntricas que se cortan abruptamente en la base (A). Disolución selectiva en láminas y núcleo del mismo. Luz polarizada, 10x. e. Cementos en grainstones oointraesqueletal. Pequeños cristales (Cemento A) alrededor de los granos, limitado por cristales de calcita granular (Cemento *), normal (A) y ferrosa (B). Observar disolución selectiva en láminas de ooides C. Intraclasto. Luz polarizada, 10x.

de peloides, estromatolitos y grainstones. Se presentan redondeados a subredondeados, embebidos en una matriz micrítica grumosa, en sectores recristalizada a esparita. Esta facies se encuentra asociada a estromatolitos.

Constituyentes ortoquímicos

Dos componentes ortoquímicos son característicos en todas las secciones delgadas. Ellos son micrita de color "beige" a castaño claro a luz paralela y esparita formando un mosaico granular o en bloque de aspecto traslúcido.

Los cristales crecen sin orientación cristalográfica definida y rellenan las cavidades intraparticulares e interparticulares (Choquette y Pray 1970). En algunos casos, las evidencias observadas sugieren un origen neomórfico para esparita dada la presencia de aloquímicos micríticos reemplazados por esparita y por las gradaciones de tamaño desde carbonatos microcristalinos.

Por su parte, la dolomita constituye una fase importante; mientras que cantidades pequeñas de sílice, óxidos de hierro y pirita se encuentran también presentes.

La presencia de minerales terrígenos en algunas muestras es muy característica y ciertamente complicada, ya que originan verdaderas rocas de mezcla y en consecuencia constituyen verdaderos grupos híbridos e inciertos. Ellos están representados por cuarzo, feldespatos y en menores cantidades por chert, micas y fragmentos líticos. Los cristales de pirita son euhedrales a subhedrales y se encuentran diseminados o bien reemplazando en forma selectiva ciertas partes de granos aloquímicos.

Análisis de ciclicidad e interpretación paleoambiental

Sobre la base de 339 transiciones se realizaron los análisis de ciclicidad mediante la metodología propuesta por Gingerich (1969) y Powers y Easterling (1982). Se reconocieron estados positivos y negativos (pulsos: Z; y diastemas Y). Los primeros están representados por:

- GP: grainstones-packstones oointrafosilíferos.
- MW: mudstones y wackestones laminados, con ondulitas y macizas.
- AF/LM: areniscas finas a medias y limolitas laminadas, macizas, ondulitas.

AE: estromatolitos y arcilitas laminadas y macizas.

Los resultados del ciclo ideal obtenido (Fig. 4) de acuerdo con las metodologías empleadas, no difieren desde un punto de vista paleoambiental, sin embargo, dada la escasa concentración de capas de calizas intraclásticas, ellas fueron eliminadas del análisis respectivo.

Cada ciclo presenta un sector basal de alta energía y una parte superior de energía baja a moderada.

Las psamitas finas a medias, laminadas, macizas o con ondulitas de crestas bifurcadas, representan facies de línea de costa, en muchos casos interestratificadas con facies calcáreas. Sugieren un ambiente afectado por oleaje moderado, que provocaba cambios en la turbulencia del agua, favoreciendo de esta forma la depositación de material pelítico por decantación o el desarrollo aislado de cuerpos de ondulitas en un substrato pelítico-micrítico (cf. Reineck y Singh 1981).

En ocasiones la acción del oleaje era intensa, lo que causaba erosión y remoción de sedimentos carbonáticos algo litificados, provenientes de cuerpos estromatolíticos colapsados o de planicies fangosas costeras, afectadas por exposición subaérea. Estos depósitos constituyen la facies de calizas intraclásticas (Füchtbauer 1974), que pueden ser consideradas análogas a los *flatt pebble conglomerates* (Scoffin 1987).

Por su parte, los depósitos de facies cercanas a la línea de costa están caracterizados por una diversidad de sedimentos carbonáticos y terrígenos, como consecuencia de fluctuaciones climáticas. Así, la facies de estromatolitos sugiere un ambiente regularmente subáqueo, eventualmente afectado por exposición subaérea.

De acuerdo con la morfología externa observada (Logan *et al.* 1964) y la disposición interna de sus láminas (Preiss 1976), estos cuerpos sugieren un ambiente de energía moderada a baja. Sin embargo, la incorporación de diferentes componentes aloquímicos y extracuencales es una prueba de que éstos provenían desde facies adyacentes, transportados durante períodos afectados por alta energía, quizás tormentas.

La presencia de filamentos algales, la mezcla de peloides y componentes terrígenos, como el brechamiento de la estructura estromatolítica, sugieren una alternancia de condiciones húmedas y secas en un ambiente árido a semiárido.

Algunos cuerpos estromatolíticos se encuentran asociados a facies de grainstones/packstones oointrafosilíferos. Estas facies constituyen depósitos de barras subáqueas migratorias y someras (Surdam y Wolfbauer 1975) depositadas en sectores cercanos a la línea de costa y afectadas por períodos de alta

energía, como lo sugiere la presencia de oolitas partidas, compuestas, oncolitos e intraclastos, los cuales podrían representar eventos tempestíticos.

No obstante, es necesario resaltar que la presencia de micro-oncolitos simétricos (Tipo C) y asimétricos (Tipo R, Flügel 1978, Palma y Andreis 1988) es una evidencia de las condiciones de oleaje intermitente, que alternaban con períodos estables y tranquilos de larga duración. Evidencias adicionales son el carácter estable de la biota y aquellos pequeños ciclos de grainstones/packstones-estromatolitos, que reflejan estabilidad en las barras. Estas condiciones eran óptimas para la proliferación de cuerpos algales.

Por otra parte y en contraposición, aquellos ciclos de grainstones/packstones-pelitas (0,20 m) similares a los descritos por Loreau y Purser (1973) sugieren una activa progradación de las barras oolíticas sobre las pelitas o facies de mudstones/wackestones, depositadas en sectores más tranquilos.

Los mudstones y wackestones, macizos y laminados representan facies distales y depositadas a partir de suspensión en un ambiente tranquilo por debajo del tren de olas, lo cual es indicado por la matriz micrítica y la fábrica fango sostén. Sin embargo, en ocasiones esta facies (wackestones) era afectada por corrientes intermitentes que provocaban la mezcla de componentes intra y extracuencas, insinuado además por la disposición paralela de las conchillas de ostrácodos y estratificación lenticular.

La asociación de mudstones/wackestones, materia orgánica, analcima y piritita, sugiere en cierta medida condiciones reductoras, también insinuado por la ausencia de bioturbación.

La presencia de delgados lentes y nódulos de chert de variada morfología en esta facies, llevaría a pensar en una precipitación diagenética de soluciones ricas en sílice, originadas a partir de la transformación mineralógica de las smectitas (Millot 1964).

Por último, la presencia de abundantes ostrácodos, moluscos, carofitas y las características litológicas como estructuras primarias, permite aceptar un modelo de sedimentación lacustre (*sensu* Picard y High 1972), afectado por fluctuaciones climáticas que producían expansión o contracción del cuerpo de agua e influjos de sedimentos terrígenos.

Diagénesis

Los procesos diagenéticos que afectan a estas rocas están evidenciados por procesos de solución, micritización, cementación freática de aguas dulces y dolomitización.

Los procesos de solución fueron muy activos en la

remoción de aquellos componentes esqueléticos compuestos por aragonita o calcita magnesiana baja, es así que muchos de ellos sólo se preservan como moldes de calcita, limitados por bandas continuas de micrita. Estos fenómenos de micritización se reconocieron en oolitas, intraclastos y bioclastos. Se atribuyen a la actividad endolítica de algas perforantes (Bathurst 1976).

Se reconocieron diferentes fases de cementación. La primera está representada por cristales fibrosos delgados e irregulares que se disponen sobre la superficie de los granos aloquímicos (Fig. 3e. A). Este rim de calcita es similar al descrito por Aguirre *et al.* (1988).

La segunda generación de cemento está compuesta por esparita granular o en bloque (tipo B, Flügel 1978). Estos cristales son frecuentemente ricos en hierro (Fig. 3e. B) y llenan cavidades y poros, en cuyos centros se advierte un aumento del tamaño de los mismos.

Este cemento en bloque evidencia una primera generación de calcita normal, seguida por una cementación de calcita ferrosa. Un estado tardío está

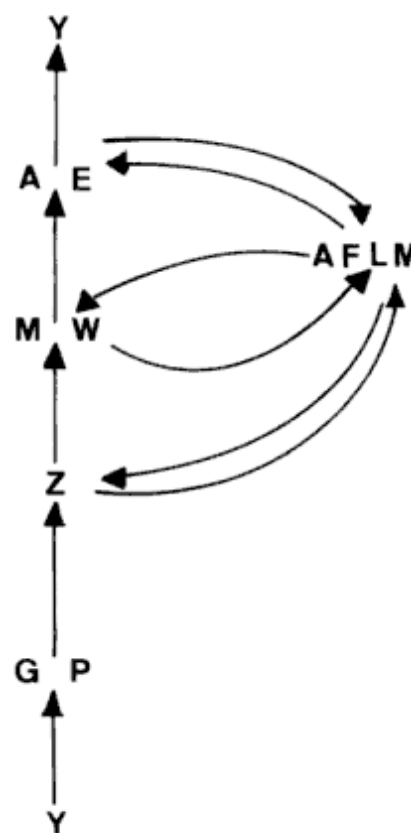


Figura 4: Resultado del análisis de ciclicidad. GP: grainstone/packstone. AF-LM: psamita fina-media/limolita. MW: mudstone/wackestone. AE: arcilita/estromatolito. Z: pulso. Y: diastema.

representado por cristales poiquilóticos de calcita de composición similar a los citados anteriormente.

Los procesos que involucran la precipitación de estos cementos, de acuerdo con sus morfologías son característicos de un ambiente meteórico-freático de aguas dulces (Longman 1980, Land 1970, Aguirre *et al.* 1988).

Una evidencia para tener en cuenta que el "rim" de calcita es temprano diagenético, está reflejada en los efectos de la compactación y fracturas originadas, fáciles de observar en intraclastos micríticos, peloides y bioclastos. En estas zonas no se observan cristales prismáticos, sino cristales de esparita o calcita ferrosa.

La dolomitización está evidenciada por pequeños cristales diseminados y afaníticos de dolomita (dolomicrita) y por cristales anhedrales finos a medios que reemplazan cualquier componente aloquímico, sobre todo bioclastos y cementos preexistentes. Asimismo, en las estructuras internas estromatolíticas se observan mosaicos de pequeños cristales de dolomita que rellenan las cavidades fenestrales.

Conclusiones

La asociación de facies y fósiles presentes indica un ambiente lacustre de sedimentación, que por su diversidad y excepcional dominancia de ostrácodos y gasterópodos, estaba afectado por condiciones ambientales restrictas. Se reconocieron facies de línea de costa, cercanas y distales, que desarrollaron en conjunto ciclos definidos de sedimentación. Estos ciclos resultaron como consecuencia, por un lado, de fluctuaciones climáticas que generaban períodos de contracción del cuerpo de agua (lo que permitía un mayor aporte de elementos terrígenos o extra-cuencales) y por el otro, épocas de expansión evidenciadas por eventos tempestíticos y movilidad de las barras oolíticas.

Los procesos diagenéticos actuantes incluyen cementación freática de aguas dulces, dolomitización y fenómenos de presión-solución. Se observaron tres generaciones de cementos, el primero de ellos representado por un rim de cristales de calcita y los otros dos consisten en un mosaico granular de esparita de composición normal y ferrosa, que constituyen una última fase de cementación.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento a O. Limarino y a R. Andreis por sus comentarios y sugerencias recibidas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, C.A., Baliña, M.M., Ferraresi, P.L., Rodríguez Schelotto, M.L. y Samosiuk, N., 1988. Estudio diagenético de la Formación Yacoraite (Cretácico superior), en la Subcuenca Lomas de Olmedo, Provincia de Salta. Actas 2º Reunión Argentina de Sedimentología, 1:1-5. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Durand, F.R. y Diaz Taddei, R., 1976. Geología y contenido del basamento metamórfico de la región de Cachi, provincia de Salta, Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Argentino. 1:319-332. Buenos Aires.
- Bathurst, R.G.C., 1976. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam, (2º ed.), Elsevier, 658 pp. New York.
- Carozzi, A.V., 1962. Cerebroid oolites. Trans Illinois State Academy Science, 55 (3-4):239-249.
- Choquette, P.W. y Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54:207-250.
- Dravis, J., 1979. Rapid and widespread generation of Recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology, 49 (1):195-208.
- Durand, F.R. y Spalletti, L.A., 1986. Las facies turbidíticas del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en la zona de Corralito, Provincia de Salta. Actas 1º Reunión Argentina de Sedimentología, 113-116.
- Flügel, E., 1978. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer-Verlag, 454 p. New York.
- Folk, R.L. y Land, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity, two controls over crystallization of dolomite. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 59:60-68.
- Friedman, G.M., Gebelin, C.D. y Sanders, J.E., 1971. Micrit envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. Sedimentology, 6 (1):89-96.
- Füchtbauer, H., 1974. Sediments and Sedimentary Rocks - 1. En: W. Engelhardt, H. Füchtbauer and G. Müller (Ed): Sedimentary Petrology II, Springer-Verlag, 464 p. New York-Stuttgart.
- Gingerich, P.D., 1969. Markov analysis of cyclic alluvial sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 30 (1):330-332.
- Gómez Omil, R.J., Boll, A., y Hernández, R.M., 1989. Cuenca Cretácico - Terciaria del Noroeste Argentino (Grupo Salta). En Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6:43-64. Tucumán.
- Land, L.S., 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones evidence from fossil water table. Sedimentology, 14 (1):175-180.
- Lencinas, A., y Salfity, J.A., 1973. Algunas características de la Formación Yacoraite en el oeste de la Cuenca Andina, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 3: 253-267. Buenos Aires.
- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. Journal of Geology, 72:68-83.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64:461-487.
- Loreau, J.P., y Purser, B.H., 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. En: B.H Purser (Ed.). The Persian Gulf Persic, Springer-Verlag, pp. 239-328. New York-Stuttgart.
- Marquillas, R. A., 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca, norte argentino. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 139 p. (Inédito).
- Milot, G., 1964. Géologie des Argiles. Masson Et. Cie. 499p. París.

- Milliman, J.D., 1974. Marine carbonates. Springer-Verlag, 375p. New York.
- Monty, C.L.V., 1981. Spongiosromate vs. porostromate stromatolites and oncolites. En: C. L. V. Monty (Ed.): Phanerozoic Stromatolites. Springer-Verlag, 1-4 p. New York.
- Moreno, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la Cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1):9-44.
- Omarini, R. y Baldis, B., 1984. Sedimentología y mecanismos depositacionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del noroeste argentino. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 1:384-398.
- Palma, R.M., 1984. Características estratigráficas y sedimentológicas de las Formaciones del límite Cretácico superior-Terciario de la Cuenca Salteña. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 256 p. (Inédito).
- Palma, R.M., y Andreis, R.R., 1988. Oncolitos en la Formación Yacoraité y su significado ambiental. Valle del Tonco-Salta, Argentina. Acta 2º Reunión Argentina de Sedimentología:207-211. Buenos Aires.
- Picard, M.O., y High, L.R. Jr., 1972. Criteria for recognizing lacustrine rocks. Society Economist Paleontologists Mineralogists, Special Publication, 16:108-145.
- Powers, D.W., y Easterling, R.G., 1982. Improved methodology for using embedded Markov chains to describe cyclical sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 52 (3):913-923.
- Preiss, W.V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites: En: M. R. Walter (Ed.): Stromatolites. Elsevier-Amsterdam, 389-411. New York.
- Reineck, H.G., y Singh, I.B., 1981. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag. 549 p. New York.
- Scoffin, T.P., 1987. An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks. Blackie-Glasgow & London, 274 p. Londres.
- Surdam, R.C., y Wolfbauer, C.A., 1975. Green River Formation Wyoming: A playa-lake complex. Geological Society of America Bulletin, 86:335-345.
- Turner, J.C., 1959. Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de la Rinconada (Jujuy), Revista de la Asociación Geológica Argentina, 13 (1-2):15-44.
- Turner, J.C., Méndez, V., Lurgo, C., Amengual, R. y Viera, O., 1979. Geología de la región noroeste de Salta y Jujuy, República Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 367-387.
- Vilela, C.R., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 7d. Rosario de Lerma (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería, 84, 111 p. Buenos Aires.
- Wolf, K.H., 1965. Gradational sedimentary products of calcareous algae. Sedimentology, 5:1-37.

Recibido: 10 de diciembre, 1990

Aceptado: 2 de setiembre, 1993

Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca.

Guillermo H. RE¹ y Silvia P. BARREDO

¹Laboratorio Paleomagnetismo, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Nuñez, Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Magnetostratigraphic correlation scheme for the Tertiary formations of San Juan, La Rioja and Catamarca Provinces.* A scheme of magnetostratigraphic correlation of different upper Tertiary formations from San Juan, La Rioja and Catamarca provinces is presented. The correlation is based on published geochronologic and paleomagnetic studies of six localities. The analyzed sequences belong to Mio-Pliocene clastic continental sedimentary rocks. They were previously assigned to Chalchaquense-Araucanense systems. Through this study an accurate chronostratigraphic correlation of different formations was established.

Introducción

A partir solamente de las características litológicas, es difícil establecer una correlación temporal entre diversas formaciones de origen sedimentario continental, pues las asociaciones de facies que presentan son, en general, semejantes (facies fluviales, lacustres, y de abanicos aluviales, tanto proximales como distales). Dichas asociaciones sólo permiten correlaciones entre localidades ubicadas dentro de la misma cuenca; mientras que en el caso de cuencas aledañas se determina, en estos casos, sólo la ubicación temporal relativa entre las diversas unidades estudiadas. Las correlaciones temporales realizadas entre secuencias aflorantes en sectores relativamente distantes son muy imprecisas, debido al comportamiento tectónico diferente de las distintas cuencas.

A partir de los resultados logrados por diversos autores se realizó la correlación magnetoestratigráfica de seis secciones de edad mio-pliocena de la región noroeste de la República Argentina. Las secciones correlacionadas, y cuya ubicación geográfica puede observarse en la Figura 1, son: (1) Corral Quemado (Butler *et al.* 1984); (2) Vinchina (Re y Vilas 1990); (3) Las Juntas (Reynolds 1988); (4) Alto de San Nicolás (Reynolds 1988); (5) Huaco (Johnson *et al.* 1984); (6) Rodeo (Re y Barredo 1992).

Unidades estudiadas

Seguidamente se brinda un resumen de las características litológicas y estratigráficas de cada una de las localidades mencionadas precedentemente.

Cuenca de Rodeo-Iglesia (localidad de Rodeo, provincia de San Juan)

En esta localidad afloran aproximadamente 500m de sedimentitas asignadas al Grupo Iglesia (Wetten 1975) integrado por las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores (equivalentes a la Formación Rodeo de Furque 1979). La Formación Las Flores aflora en los alrededores de la localidad de Rodeo, presentando en su sección basal depósitos de flujos y de caída de cenizas, seguidos por areniscas y conglomerados, finalizando la secuencia con areniscas intercaladas con conglomerados finos y pelitas (Johnson *et al.* 1987; Re y Barredo 1992). Por utilización del método de trazas de fisión, Johnson *et al.* (1987), obtuvieron, a partir de uno de niveles basales de tobas, una edad de $6,7 \pm 1,2$ Ma; sin embargo, una datación posterior realizada en los mismos niveles de tobas, por el método de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, dio una edad de $11,2 \pm 0,5$ Ma (Beer *et al.* 1990). A partir de los estudios magnetoestratigráficos sólo se pudo determinar un único intervalo de polaridad, el cual no puede correlacionarse en forma precisa (Re y Barredo 1992).

Cuenca del Bermejo (Sierra de Huaco, provincia de San Juan)

En esta Sierra aflora una potente secuencia de sedimentitas terciarias, que según Johnson *et al.* (1984, 1986), Beer *et al.* (1987), Reynolds (1988), alcanza un espesor de 5.400 metros. Estas sedimentitas fueron estudiadas en numerosas oportunidades por diversos autores, quienes propusieron una variada gama de divisiones lito-estratigráficas, las que fueron analizadas por Contreras *et al.* (1990). Johnson *et al.*

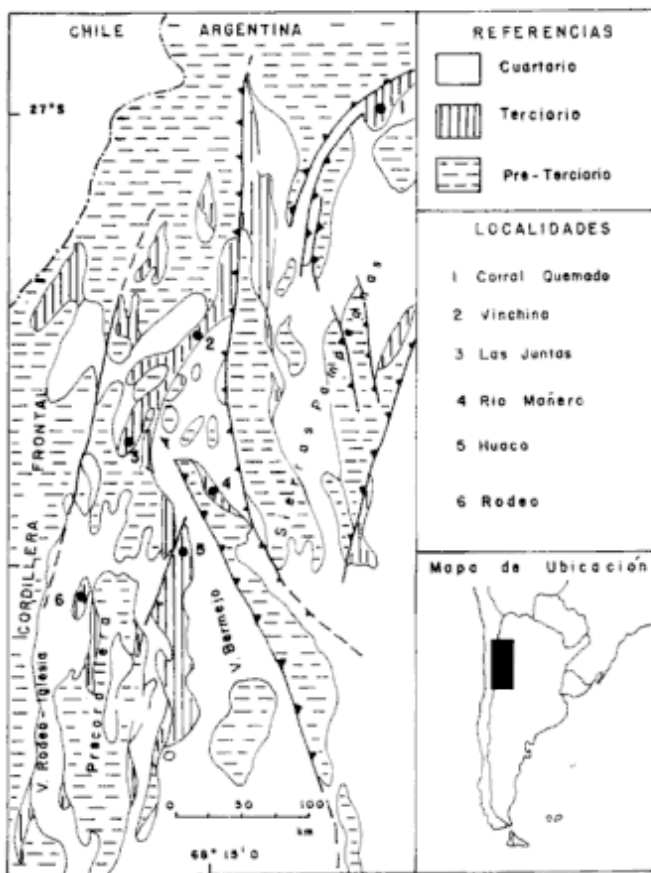


Figura 1: Mapa de ubicación de las secuencias estudiadas.

(1984) realizaron los estudios geocronológicos y magneto-estratigráficos de estos afloramientos terciarios, para lo cual tomaron como base la división litoestratigráfica establecida por Kelly (1962) para la Sierra de Mogna; y consideraron a la secuencia, como constituida por las siguientes unidades: Formación Quebrada del Jarillal, integrada por areniscas medianas a gruesas, y limolitas subordinadas, que gradan a areniscas gruesas ya sabulíticas depositadas en un ambiente fluvial de tipo meandriforme.

Formación Huachipampa, compuesta por areniscas medianas a gruesas, limolitas y arcilitas, de carácter cíclico correspondientes a las facies distales de abanicos aluviales, interdigitadas con facies de *playa lake* o de planicies de cursos entrelazados (*breided plain*).

Formación Quebrada del Cura, semejante a la Formación Huachipampa sólo que está integrada por fracciones más gruesas que indican facies proximales del sistema de abanicos aluviales.

Formación Río Jachal, subdividida en dos miembros; el inferior, compuesto por areniscas finas, limolitas y arcilitas, con yeso intercalado, que repre-

sentan las facies distales de abanicos aluviales. El miembro superior está compuesto por areniscas medianas a gruesas (hasta conglomerádicas) intercaladas con limolitas, arcilitas, y niveles evaporíticos; depositadas a partir de corrientes efímeras en las facies proximales de abanicos aluviales.

Formación Mogna, compuesta por conglomerados masivos bien seleccionados, interestratificados con niveles de limolitas y areniscas hacia el tope. Representa las facies proximales de los sistemas fluviales *breided* de abanicos aluviales. Los estudios geocronológicos realizados en esta sección permitieron obtener dos dataciones realizadas en tobas, por el método de trazas de fisión, las edades establecidas fueron de $7,1 \pm 0,8$ y $6,1 \pm 0,9$ Ma (Johnson 1984; Johnson *et al.* 1984). Los estudios magneto-estratigráficos realizados por diversos autores (Johnson *et al.* 1984, 1986; Beer *et al.* 1987) permitieron establecer que esta secuencia se depositó entre los 14,0 y los 2,6 Ma.

Tabla 1: Nomenclatura estratigráfica de la secuencia de Corral Quemado. Referencias sobre la nomenclatura estratigráfica utilizada: 1) Bossi y Palma (1982); 2) Turner (1964), Ramos (1970); 3) Furque (1972); 4) Malizzia y Villanueva García (1984); 5) Kelly (1962); 6) Contreras *et al.* (1990).

STAHLECKER (en Marshall, et al. 1976)	BOSSI Y PALMA (1982)	EDAD Ma
Fm. CORRAL QUEMADO	Fm. YASYAMAYD	PLIOCENO
	ZANJA DEL MOLLE	
	LOS CORRALES	
Fm. ARAUCANENSE	Fm. ANDALHUALA	4 - 5
Fm. CHIQUIMIL A	Fm. CHIQUIMIL	6
Fm. CHIQUIMIL B		MIOCENO
Fm. CALCHAQUIÚ	Fm. LAS ARCAS	EOCENO (?)
	Fm. SAN JOSÉ	
	Fm. SALADILLO	
BASAMENTO CRISTALINO		INFRA-PALEOZOICO

Localidad de Alto de San Nicolás (provincia de La Rioja)

La secuencia florante en esta localidad presenta un espesor de 2.800m y esta constituida por: la Formación Río Mañero; que se inicia con limolitas y arcilitas, con yeso interestratificado; hacia el tope de la secuencia hay incremento de areniscas medianas, en ciclos que culminan en limolitas de facies lacustres y de planicie de inundación. Hacia la sección superior de esta Formación se intercalan tobas color verde intenso (Malizzia y Villanueva García 1984). Por medio de un pasaje transicional se pasa a la Formación Desencuentro: compuesta por areniscas medianas, masivas o con estratificación cruzada planar, que gradan a limolitas y arcilitas de facies de planicies de inundación en sistemas fluviales de baja energía; asociadas a ellas se observan intercalaciones de tobas, y niveles de yeso que indicarían la transición a facies de playa lake (Malizzia y Villanueva García 1984). El estudio geocronológico realizado en esta secuencia permitió obtener tres dataciones de tobas, por el método de trazas de fisión; las edades obtenidas fueron de $15,0 \pm 1,2$ Ma, $9,6 \pm 1,5$ Ma y de $7,4 \pm 0,9$ Ma (Tabbutt 1986). Los resultados obtenidos para el resto de la secuencia permitieron establecer que la misma se depositó entre los 15,0 Ma, aproximadamente, y los 4,6 Ma.

Localidad de Las Juntas (provincia de La Rioja)

En esta localidad la secuencia de sedimentitas terciarias presenta un espesor de 5.600m y está integrada por: la Formación Vinchina; constituida por dos miembros; el inferior integrado por areniscas y limolitas de color rojo oscuro; el superior, por areniscas con clastos de material volcánico, proveniente de la Cordillera Frontal. La presencia de conglomerados es escasa (Turner 1964). Esta unidad se habría depositado en un sistema fluvial del tipo entrelazado. Por medio de un pasaje transicional se pasa a la Formación Zapallar, la cual está constituida por secuencias estratocrecientes de conglomerados y areniscas medianas a gruesas, que alternan con arcilitas. Los conglomerados están constituidos por rodados de areniscas, pórfiros y granitos paleozoicos y mesozoicos, provenientes de la Precordillera y de la Cordillera Frontal (Furque 1972). De esta sección no se tienen dataciones radimétricas. El estudio magnetoestratigráfico realizado por Reynolds (1988) le permitió acotar la edad de la depositación de esta secuencia al intervalo comprendido entre los 18,1 Ma y los 10,4 millones de años.

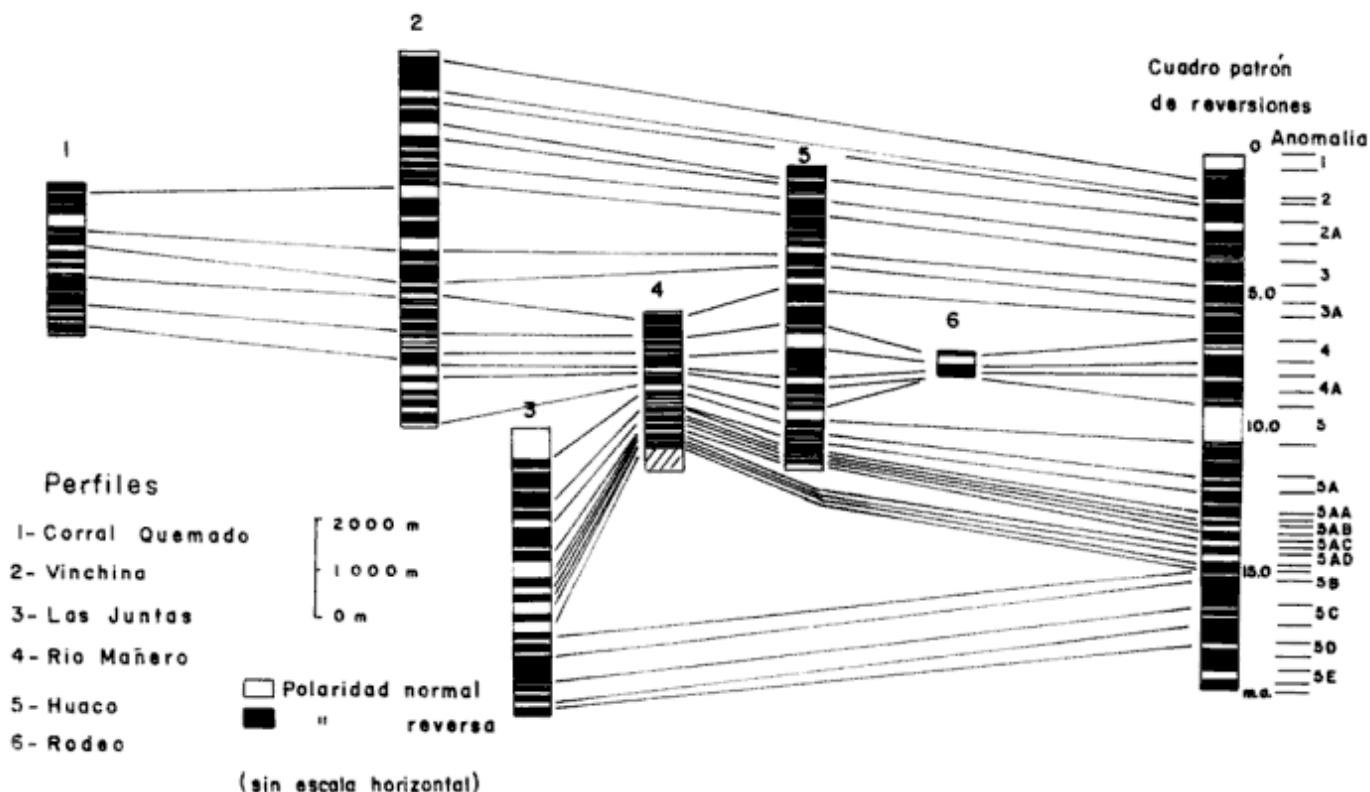


Figura 2: Correlación magnetoestratigráfica de las secuencias estudiadas.

Localidad de Vinchina (provincia de La Rioja)

En esta localidad la secuencia terciaria presenta un espesor de 8.100m; estando integrada por: la Formación Vinchina (Turner 1964), que, litológicamente, es equivalente a la secuencia, del mismo nombre, aflorante en la localidad de Las Juntas; y descripta precedentemente.

Formación Toro Negro (Turner 1964): subdividida en dos miembros; el inferior, constituido por conglomerados, areniscas medianas a finas y arcilitas, con intercalaciones de tobas y yeso; y el superior, integrado casi exclusivamente por conglomerados (Ramos 1970); depositados en un ambiente fluvial de cauces entrelazados asociado a facies de planicie de inundación (miembro inferior), y de cono aluvial proximal (miembro superior) (Re y Vilas 1990). En esta localidad se obtuvieron dos edades por el método de trazas de fisión, las mismas fueron de $7,1 \pm 1,3$ Ma y $4,1 \pm 1,0$ Ma (Tabbutt 1986). El estudio magnetoestratigráfico permitió establecer que la secuencia se habría depositado entre los 9,0 Ma y los 1,5 Ma (Re y Vilas 1990).

Localidad de Corral Quemado (provincia de Catamarca)

En esta localidad de la provincia de Catamarca afloran 2.500 m de sedimentitas terciarias. Estos afloramientos son equivalentes a los de la localidad de Santa María, los cuales fueron muy estudiados geológica y paleontológicamente. Una completa reseña sobre las correlaciones y nomenclatura estratigráfica de esta secuencia fue realizada por Bossi y Palma (1982), y presentada en la Tabla 1. La nomenclatura utilizada en la descripción de la secuencia es la presentada por Marshall *et al.* (1976), Marshall *et al.* (1981) y Butler *et al.* (1984), en sus estudios magnetoestratigráficos y paleontológicos, y que se basa en el trabajo de Stahlecker (1935); en cambio se utilizó la nomenclatura litoestratigráfica propuesta por Bossi y Palma (1982) en la tabla 1, la cual presenta las correlaciones litoestratigráficas propuestas para el conjunto de secuencias analizadas en este trabajo.

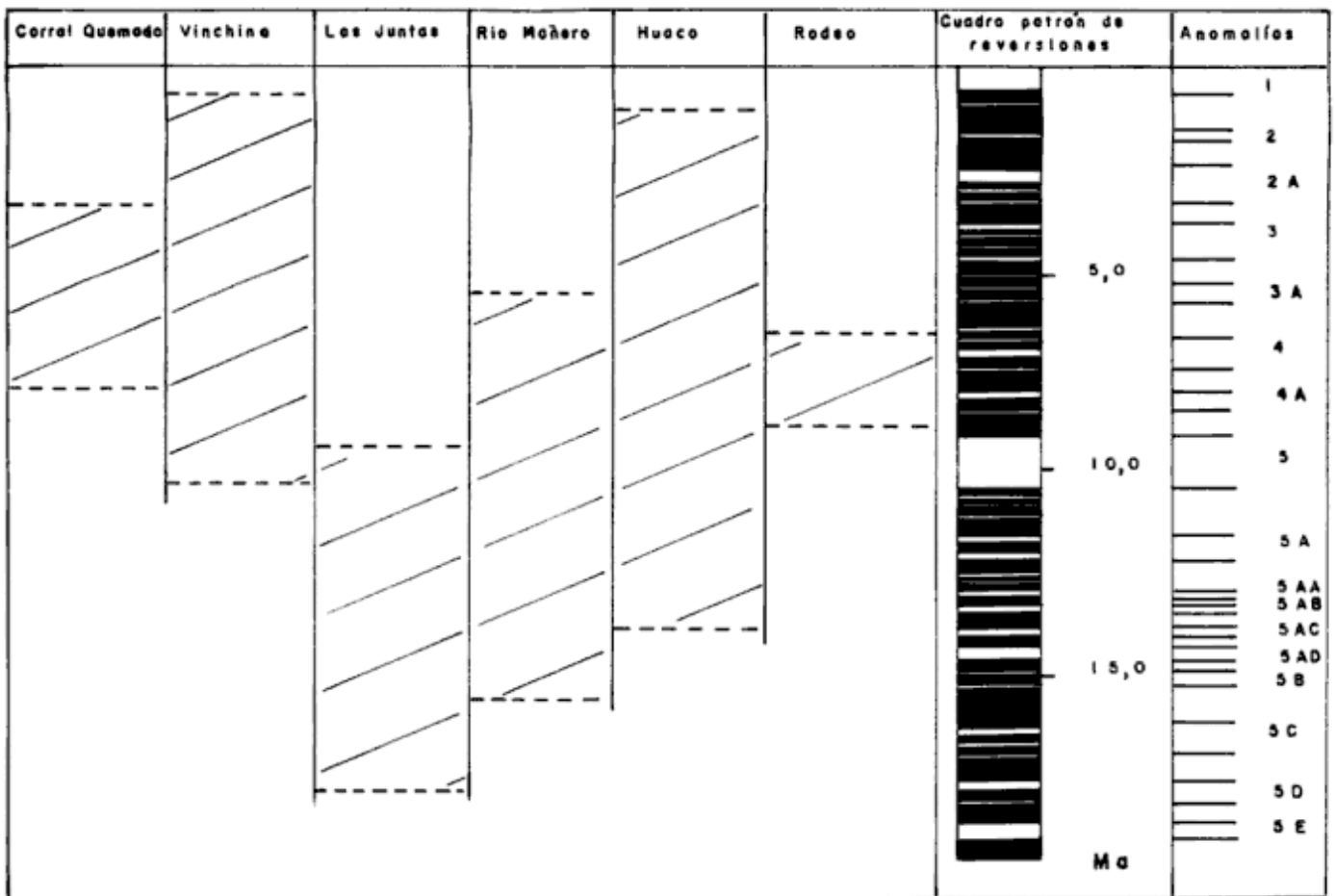


Figura 3: Correlación cronoestratigráficas de las secuencias estudiadas.

La secuencia aflorante en la localidad de Corral Quemado, y sobre la cual se realizaron estudios paleomagnéticos y geocronológicos citados precedentemente, está integrada de base a techo por: la Formación Chiquimil A, constituida por areniscas medianas a gruesas, intercaladas con pelitas y arcilitas, y con incremento en la participación conglomerádica hacia los términos superiores de la secuencia. Esta asociación indicaría el reemplazo gradual de facies de "playa lake" y lagunares, por otras de características fluviales (Bossi y Palma 1982). Formación Araucanense: está integrada por areniscas grises, medianas a gruesas, intercaladas con conglomerados, areniscas finas, limolitas y tobas, que indicarían la alternancia de facies de canal y de planicie aluvial (Bossi y Palma 1982). Formación Corral Quemado: en general, conglomerados polimícticos, areniscas y pelitas, con importante aporte de material piroclástico; que indican una alternancia de facies fluviales y de planicies de inundación (Bossi y Palma 1982). A partir de estudios paleomagnéticos, Marshall *et al.* (1976) y Butler *et al.* (1984) establecieron la magnetoestratigrafía de la secuencia (véase Fig. 2), para lo cual contaron con cuatro dataciones de otros tantos niveles de tobas intercaladas en las sedimentitas. Las edades obtenidas a partir de dichas

dataciones, realizadas por el método de K-Ar, fueron de $6,7 \pm 0,5$, $5,3 \pm 0,2$, $4,9 \pm 1,4$, y $3,5 \pm 0,4$ Ma, respectivamente. A partir de los resultados obtenidos del estudio magnetoestratigráfico, Marshal *et al.* (1976) y Butler *et al.* (1984) pudieron establecer que la secuencia cenozoica, aflorante en la localidad de Puertas de Corral Quemado, se depositó entre los 8,5 Ma y los 3,5 Ma; siendo la tasa de depositación estimada de 0,56 milímetros por año.

Conclusiones

La correlación magnetoestratigráfica realizada permitió establecer la ubicación temporal de las distintas secuencias (Fig. 2), graficándose cada columna magnetoestratigráfica en términos de espesores; asimismo se muestra la correlación de las distintas secuencias con el cuadro patrón de reversiones del campo magnético terrestre, establecido por Berggren *et al.* (1985); además se indican en la misma figura (Fig. 2) las líneas de correlación temporal entre las diversas formaciones y el cuadro patrón de reversiones del campo magnético terrestre.

La Figura 3 presenta la correlación cronoestra-

Tabla 2: Correlación estratigráfica propuesta sobre la base de estudios de correlación magnetoestratigráfica y geocronológica. Referencias sobre la nomenclatura estratigráfica utilizada: 1) Bossi y Palma (1982); 2) Turner (1964), Ramos (1970); 3) Furque (1972); 4) Malizzia y Villanueva García (1984); 5) Kelly (1962); 6) Contreras *et al.* (1990).

1 Corral Quemado	2 Vinchina	3 Las Juntas	4 Río Mañero	5 Huaco	6 Rodeo
?	Fn. Toro Negro				
Fn. Yasyanayo	Mb. Inf.			Fn. Mogna	
Fn. Zanja del Molle	Mb.			Fn. Río Jachal	Mb. Sup.
Fn. Los Corrales	Fn. Vinchina			Mb. Inf.	
Fn. Andahualá	Mb. Inf.		Fn. Desencuentro	Fn. Quebrada del Cura	Fn. Las Flores
Fn. Chiquimil		Fn. Zapallar		Fn. Huachipampa	
?		Fn. Vinchina	Fn. Río Mañero	Fn. Quebrada del Jarilal	

tigráfica de las distintas secuencias, sin considerar la división formacional, indicándose el lapso durante el cual se produjo la depositación de cada unidad.

A partir de esta correlación, y utilizando las equivalencias formacionales propuestas por Bossi y Palma (1982), y por Contreras *et al.* (1990), podemos obtener un cuadro de correlación temporal entre las Formaciones aflorantes en las seis localidades estudiadas (Tabla 2). A partir de este cuadro se puede corroborar lo observado por Tabbutt (1986) y Reynolds (1988), con respecto a la existencia de un fuerte diacronismo en unidades litológicamente equivalentes. El mejor ejemplo es el caso de la Formación Vinchina, que en la sección de Las Juntas, culmina aproximadamente a los 12,5 Ma, mientras que en la sección de Vinchina, lo hace aproximadamente a los 4,0 Ma. Esto indica que la sedimentación estuvo caracterizada por una migración temporal y espacial de las facies correspondientes a la Formación Vinchina, desde la sección de Las Juntas hacia: 1) la sección de Vinchina (al norte), 2) la sección de Huaco (al sur), donde las formaciones Quebrada del Jarillal, Huachipampa y Quebrada del Cura son litológicamente equivalentes a la Formación Vinchina, y 3) hacia la sección de Río Mañero (al noreste) en la cual la formación homónima también es, litológicamente, equivalente a la Formación Vinchina.

Dado que las secuencias son esencialmente continuas, se puede indicar que la sedimentación fue coetánea con los eventos tectónicos que modificaron la posición y configuración de la cuenca de sedimentación; cambios que se ven reflejados en el diacronismo presente en los depósitos, por ejemplo, de las formaciones Vinchina y Toro Negro.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beer, J. A., Allmendinger, R. W., Figueroa, D. E. y Jordan, T. E.; 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(8):1183-1202.
- Beer, J. A., Jordan, T. E., Johnson, N. M., 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, Provincia de San Juan, República Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 2:83-86. Tucumán.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. y van Couvering, J.A., 1985. Cenozoic geochronology. *Geological Society of America, Bulletin* 96: 1407-1418.
- Bossi, G. y Palma, R.M., 1982. Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Latinoamericano*, 1:155-172. Buenos Aires.
- Butler, R.F., Marshall, L.G., Drake, R.E. y Curtis, G.H., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and ⁴⁰K/⁴⁰Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca Province, NW Argentina. *Journal of Geology*, 92:623-636.
- Contreras, V.H., Damiani, O., Milana, J.P., Bracco, A. y Barrera, O.M., 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino; Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan: 154-185.
- Furque, G., 1972. Descripción geológica de la hoja 16b, Cerro La Bolsa, Provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125: 1-70.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jachal, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 164: 1-79.
- Johnson, A.T., Jordan, T.E., Johnson, N.M. y Naeser, C., 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcánoclastica, Rodeo, provincia de San Juan, República Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 2: 87-90. Tucumán.
- Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnson, P. A., Naeser, C.H. W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age, and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan province, Argentina. En: Homewood, P., y Allen, P. (Eds): *Foreland Basins. Special Publication International Association of Sedimentologists*; 223-235.
- Johnson, P., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Rio Jachal and Mogna Formations at the Sierra de Huaco, San Juan, Argentina. Master Thesis, Dartmouth College, 49p. (inédito).
- Johnson, P.A., Johnson, N.M., Jordan, T.E., Naeser, C.W., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jachal, and Mogna Formations near Huaco, San Juan Province. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3:81-96.
- Kelly, J.G., 1962. Geología de las Sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, Depto. de Jachal, provincia de San Juan. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Gerencia de Exploración, (inédito).
- Malizzia, D.C. y Villanueva García, A., 1984. Estratigrafía y paleoambientes de sedimentación de la Formación Río Mañero, provincia de La Rioja. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 5:146-156
- Marshall, L., Butler, R., Drake, R., Curtis, G. y Tedford, R., 1976. Calibration of the Great American Interchange. *Science*, 204:272-279.
- Marshall, L., Butler, R., Drake, R., Curtis, G. y Tedford, R., 1981. Geochronology of Type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina. *Science*, 216:986-989
- Ramos, V., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(3):359-382.
- Re, G.H. y Barredo, S.P., 1992. Estudio magnetoestratigráfico de las sedimentitas del Terciario superior de la Formación Las Flores (Rodeo, provincia de San Juan). *Resúmenes 17º Reunión Científica de Geofísica y Geodesia*, 131. Buenos Aires.
- Re, G.H. y Vilas, J.F., 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Cenozoico tardío, en la región de Vinchina (provincia de La Rioja); a partir de estudios magnetoestratigráficos. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 267-270. San Juan.
- Reynolds, J. H., 1988. Neogene tectonics in the Central Andes (27°-33° S) of western Argentina, based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Thesis Ph. Doc., Dartmouth College, (inédito).
- Stahlecker, R., 1935. Stratigraphy of the Araucanian Formation (Pliocene). *Proceeding Geological Society of America*: 402-405.
- Tabbutt, K. W., 1986. Fission track chronology of foreland basins, in the Eastern Andes: Magmatic and tectonic implications. Thesis Master; Dartmouth College, 100p. (inédito).
- Turner, J.C., 1964. Descripción geológica de la hoja 15c, Vinchina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100; 1-81.
- Wetten, C.; 1975. Estudio geológico-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado. *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 5:513-529. Buenos Aires.

Recibido: 17 de noviembre, 1992

Aceptado: 10 de setiembre, 1993

Primeros análisis paleomagnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío en las márgenes del río Paraná.

Juan Carlos BIDEGAIN

*Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica. CIC,
Calle 52 entre 121 y 122, 1900 La Plata, Argentina*

ABSTRACT. *First paleomagnetic analyses from Late Cenozoic sediments on the banks of the Paraná river. Upper Cenozoic marine, fluvio-lacustrine and continental-aeolian deposits are exposed in river banks and quarries in Entre Ríos province. A 26 m thick sequence in a quarry near Aldea Brasileira (31° 55'S, 60° 36'W) was chosen for palaeomagnetic study as well as for sedimentological and environmental changes. The magnetostratigraphy established covers the last 3.3 Ma. Because the deposition of the fluvio-lacustrine sediments seems to have been fairly continuous, the magnetostratigraphy established in this study may serve as a standard for the region. A final late Pliocene marine transgression directly overlies the Kaena reverse polarity event, the conjunction of the two providing a useful stratigraphical marker.*

Introducción

El objetivo de este trabajo es presentar el resultado de los análisis paleomagnéticos de muestras de la localidad de Aldea Brasileira, ubicada a 31° 55' Lat. S y 60° 36' Long. O en la provincia de Entre Ríos (Fig.1). Aldea Brasileira puede ser considerada una sección tipo ya que ella incluye información paleomagnética de por lo menos los últimos 3,3 Ma.

El muestreo paleomagnético fue realizado en la Cantera Cristamine, aunque también se pudo comprobar la existencia de buenas secciones en otras canteras y en las barrancas de las márgenes del río Paraná.

Sobre la base de los resultados paleomagnéticos se interpreta que las Epocas de Brunhes, Matuyama y Gauss han sido registradas en la secuencia estudiada como así también los Eventos Jaramillo, Olduvai y Kaena.

Las reversiones de polaridad parecen ser independientes de los límites estratigráficos. Del mismo modo las precipitaciones de carbonato de calcio que ocurren a niveles diferentes, no están referidas a cambios de polaridad magnética.

Para una mejor comprensión del problema se utilizó la información geológica y estratigráfica existente. Por otro lado, fueron tenidos en cuenta los datos de un gran número de perforaciones y las observaciones geológicas de campo.

La magnetostratigrafía establecida en Aldea Brasileira ha sido comparada con los resultados obtenidos de otros perfiles paleomagnéticos realizados en la región (Bidegain 1991).

Antecedentes

La región ha sido estudiada por gran número de investigadores. El geólogo francés d'Orbigny (1842) describe los sedimentos cenozoicos de la región y considera la existencia de una ingresión marina de edad miocena sobre la base del estudio de los sedimentos marinos de Paraná.

La región fue también visitada por investigadores de importancia como Ameghino, Bravard y Burmeister, entre otros. Frenguelli (1920) publica una importante contribución sobre la estratigrafía de los sedimentos cenozoicos expuestos en las barrancas del río Paraná. Este trabajo ha sido utilizado como base de interpretación por un gran número de investigadores de la región. El autor establece la existencia de tres unidades marinas intercaladas por sedimentos de origen continental. A las unidades marinas las designa Paranense, Entrerriense y Rionegrense y a las unidades de origen continental Mesopotamiense y Rionegrense Continental. Frenguelli (1920) considera que la llamada Formación Paraná es de edad miocena en tanto que a la unidad marina Entrerriense la considera de edad pliocena. Al Rionegrense continental lo ubica entre el Entrerriense y el Rionegrense marinos, siendo este último también de edad pliocena, y señala la existencia de un hiatus en la sedimentación entre el Paranense y el Entrerriense asociado a los movimientos diastróficos Andinos que provocaron el ascenso del continente y el consiguiente retiro del mar del Mioceno.

Windhausen (1931) realiza investigaciones en sedimentos cenozoicos de Argentina y sobre la base de

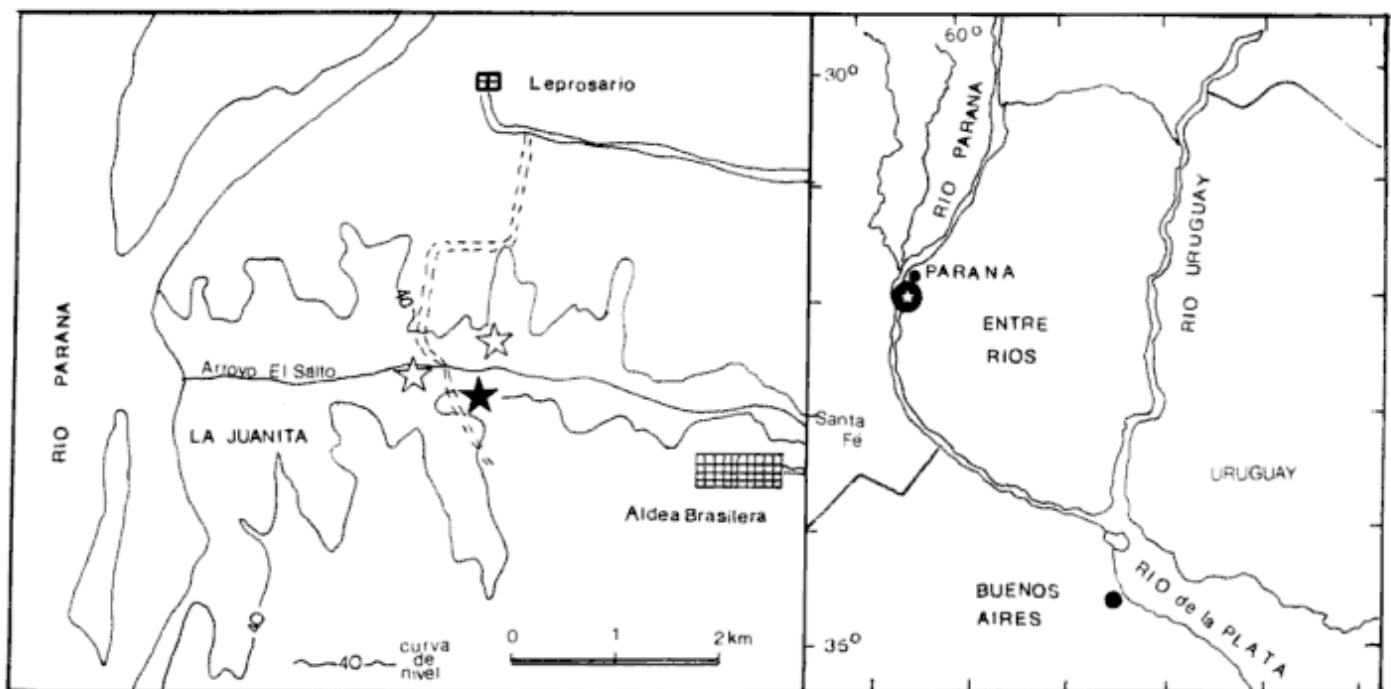


Figura 1: Plano de ubicación de la zona estudiada. El lugar de muestreo se indica con una estrella en negro (cantera Cristamine). Las estrellas en blanco indican otras canteras de la zona.

datos de perforaciones estima la extensión del mar del Mioceno. En lo concerniente al litoral argentino, considera que las facies Correntinas—sedimentación de ambiente continental— no se apoyan sobre las facies Entrerrianas—sedimentación de ambiente marino— sino que las reemplazan en sentido horizontal hacia el norte de la provincia de Entre Ríos.

Battaglia (1949) realiza nuevas investigaciones en diferentes localidades de la provincia de Entre Ríos tales como Aldea Brasileira y paso Paraçao. Este autor considera que los fósiles marinos de la localidad de Aldea Brasileira pertenecen al llamado Rionegrense Marino de Frenguelli (1920) y que son de edad pliocena.

Cordini (1949) publica una valiosa contribución sobre geología económica de Entre Ríos y su interpretación estratigráfica se basa fundamentalmente en la interpretación de Frenguelli (1920).

De Alba (1953) crea la denominación Formación Ituzaingó para designar a las arenas y areniscas ocráceas que se extienden a lo largo de la margen izquierda del río Paraná, desde la localidad de Ituzaingó hasta la ciudad de Paraná.

Scartascini (1959) estudia el banco organógeno de la ciudad de Paraná, donde según este autor alcanza un espesor máximo de unos 6 m, adelgazándose hacia los bordes, coincidentemente con los alrededores de la ciudad. Scartascini (1959) considera que el Plioceno superior está caracterizado por una inter-

estratificación de sedimentos continentales y marinos.

Rossi de García (1966) realiza el estudio de la microfauna de los alrededores de la ciudad de Victoria, ubicada al sur de la ciudad de Paraná. Sobre la base de sus observaciones considera que los sedimentos marinos portadores de dichos microorganismos son de edad miocena.

Iriondo (1973) realiza una interpretación del ambiente de depositación de los sedimentos asignados a la Formación Paraná sobre la base del estudio de perfiles geológicos en los alrededores de la ciudad del mismo nombre.

Aceñolaza (1976) y Aceñolaza y Sayago (1980) consideran que los depósitos fosilíferos de Entre Ríos son miocenos y estarían representados por las arcillas y limolitas verdosas con *Ostrea parasitica* d'Orbig. en la base y *Ostrea patagonica* d'Orbig. en el tope. Según esta interpretación los bancos de arenas y arenas limosas que se intercalan quedan comprendidos dentro de la Formación Paraná.

Zabert y Herbst (1977) en un estudio de la microfauna de la llamada Formación Paraná, agrupan dentro de la misma a todos los sedimentos marinos que se encuentran desde la localidad de Victoria hasta Villa Urquiza.

Gentili y Rimoldi (1979) proponen nuevas denominaciones litoestratigráficas para los sedimentos de la

Mesopotamia desde el Cretácico hasta el Holoceno.

Bertolini (1982) estudia los procesos causantes de derrumbe y remoción de los materiales que forman las barrancas de la margen izquierda del río Paraná. Este autor, al igual que Aceñolaza, considera que los bancos organógenos de Paraná y alrededores corresponden a un solo evento transgresivo de edad miocena.

Litología y estratigrafía

La secuencia sedimentaria de la localidad de Aldea Brasileira corresponde a la cantera Cristamine (Fig. 2).

La unidad inferior (A) está representada por una arena fina blanca, homogénea, con alto contenido de cuarzo (alrededor del 95 % de SiO_2), el tope presenta estratificación entrecruzada y es de tonalidades rojizas por la presencia de óxidos de Fe. La base es más arcillosa, observándose algunos niveles limo-arcillosos a unos 7 m por debajo del techo de la unidad. Debido al alto porcentaje de cuarzo es de gran valor en la industria del vidrio. Al microscopio los granos de cuarzo presentan buen redondeamiento y en algunos casos se observa extinción ondulante (Lic. Pavlicevic, com. pers.).

La unidad limo-arcillosa (B-D) se apoya en discordancia sobre (A) y contiene el banco fosilífero (C) de unos 0,50 m de espesor con *Ostrea patagonica* d'Orbig. como fósil dominante (Bidegain 1991). En base a la observación de campo se infiere que la ingresión marina que dejó los niveles conchiles ocurrió en un período de tiempo geológico corto. Esto estaría evidenciado no sólo por el espesor de los sedimentos marinos, sino también por el hecho de que las valvas de los pelecípodos se encuentran unidas, lo que indicaría muerte *in situ*. El espesor de la unidad limo-arcillosa con fósiles marinos aumenta hacia el sur de la Provincia, llegando a constatar espesores de alrededor de 8 m en algunas perforaciones, lo cual se corresponde con la dirección del aporte marino.

Con posterioridad al retiro del mar se depositaron las arenas amarillentas limosas (E), las arenas limosas (F) y los limos blanquecinos (G) en parte bioturbados.

La unidad (H) es un limo gris blanquecino, homogéneo, separado de la unidad (G) por un horizonte calcáreo (tosca).

A medida que se asciende en la secuencia sedimentaria, se observa una continentalización del ambiente de depositación, aunque se podría decir que las condiciones de engolfamiento pueden haber permanecido hasta el limo (G) debido a la presencia de diatomeas de ambiente salino como *Coscinodiscus* sp. y *Actinoptychus* Ehb. (Jan Ridberg, com. pers.).

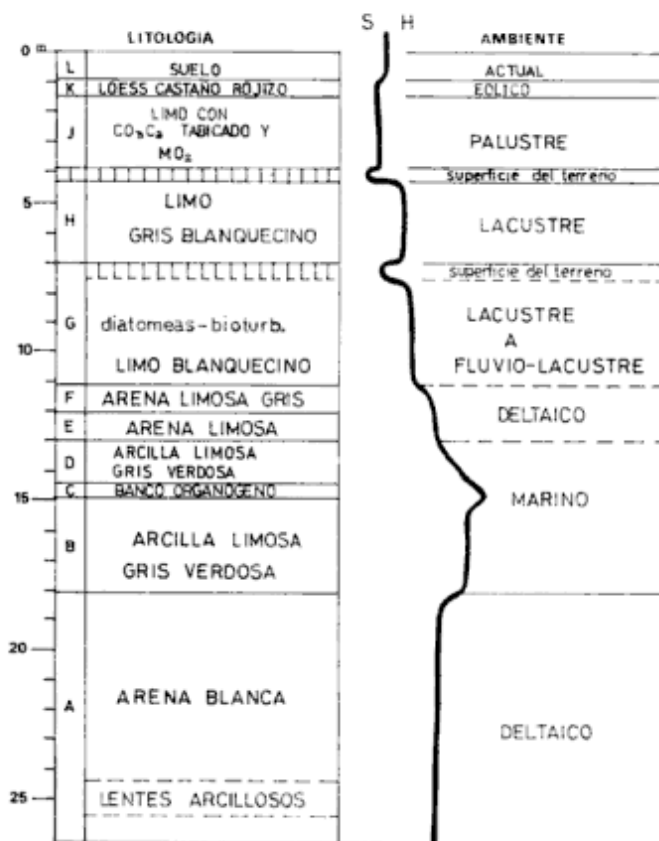


Figura 2: Litoestratigrafía y cambios paleoambientales en la sección de Aldea Brasileira. La curva ilustra cambios en las condiciones de humedad (H) y aridez (S).

La unidad (H) termina con un piso calcáreo más potente que el anterior (I, Fig. 2). Sobre el piso calcáreo anterior se apoya una unidad limo-arenosa con abundante contenido en carbonato de calcio (J). Esta unidad presenta una estructura en enrejado muy característica por la precipitación del carbonato de calcio en placas subhorizontales y subverticales; además se observan abundantes manchas oscuras de minerales de Fe y Mn, y en ciertos lugares tonalidades verdosas.

La secuencia concluye con un loess (K) castaño rojizo, migajoso, con concreciones carbonáticas pero sin las placas de la unidad anterior. Esta unidad se depositó a manera de manto por toda la región y siguiendo la topografía del terreno pre-existente, por lo que en algunos lugares (Victoria) se encuentra sobre sedimentos de origen marino-litoral portadores de moluscos y vertebrados. Las unidades (K) y (J) forman taludes verticales a subverticales, tanto en la sección de cantera aquí estudiada como en las exposiciones naturales en las márgenes del río Paraná.

El suelo actual (L) es de unos 0,30 m y se ha desarrollado a partir del loess (K).

En la Fig. 2 se indican los ambientes sedimentarios y la curva generalizada de las condiciones de humedad y sequía.

Método de muestreo paleomagnético y procesamiento de las muestras

Las muestras fueron tomadas orientadas respecto al norte magnético y al plano horizontal con ayuda de un muestreador de sección cuadrada construido con material no magnético. Las mismas se transfirieron a cubos de plástico de 20 mm de lado. Con el fin de evitar el movimiento de las partículas se adicionó un pegamento no magnético tanto a la base como a la parte superior del sedimento.

Las muestras paleomagnéticas obtenidas corresponden a 29 niveles diferentes de muestreo de las unidades geológicas expuestas en la cantera. Las cuatro muestras de la base corresponden a los lentes arcillosos de las arenas blancas (A) y fueron numeradas desde el 01 al 04. De cada nivel de muestreo se extrajeron 2 o más muestras.

Las mediciones paleomagnéticas se efectuaron en un Magnetómetro Digico extra sensitivo (construido por Molineux) en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Estocolmo.

En primer término se midió el MRN de todas las muestras correspondientes a los 29 niveles de muestreo. Los valores más bajos de intensidad magnética se obtuvieron en los sectores basales (alrededor de $0,1 \times 10^6 \text{ emu/cm}^3$) (Fig. 3). Estos valores aumentaron considerablemente en el material loésico superior, superando en algunos casos valores de $8,4 \times 10^6 \text{ emu/cm}^3$.

La desmagnetización se efectuó por campos magnéticos alternos con el objeto de eliminar las componentes de magnetización secundaria. Debido a los bajos valores de intensidad obtenidos, mediante la medición del MRN, se consideró conveniente utilizar valores bajos de desmagnetización inicial a los fines de no destruir la magnetización remanente. Dichos valores iniciales de "lavado magnético" oscilaron entre 25 y 50 oersted.

Sobre la base de los resultados obtenidos en la medición del MRN de todas las muestras, se escogieron muestras piloto para cada una de las unidades sedimentarias de la secuencia con el objeto de estimar el valor óptimo de desmagnetización para las muestras restantes. Fue observado un comportamiento errático en algunas muestras de baja intensidad magnética, probablemente debido a la destrucción de la magnetización remanente primaria cuando las muestras fueron desmagnetizadas.

La Fig.4a presenta el comportamiento magnético de una muestra representativa de una parte de la secuencia estudiada (K). Se observó un notable cambio en la estabilidad de la remanencia magnética luego de lavados superiores a 450 oersted. Las muestras evidenciaron un comportamiento más errático a partir de estos valores. Debido a ello, los lavados óptimos seleccionados en este tipo de muestras, no superaron los 450 oe. En toda la secuencia estudiada, los lavados pico seleccionados se ubicaron entre 450 y 550 oe.

Las curvas de declinación e inclinación del MRE (Magnetismo Remanente Estable) están representadas en la Fig.5, como así también los valores de PGV (Polo Geomagnético Virtual) para cada nivel estratigráfico muestreado. Las curvas obtenidas presentan una buena correlación y permiten la determi-

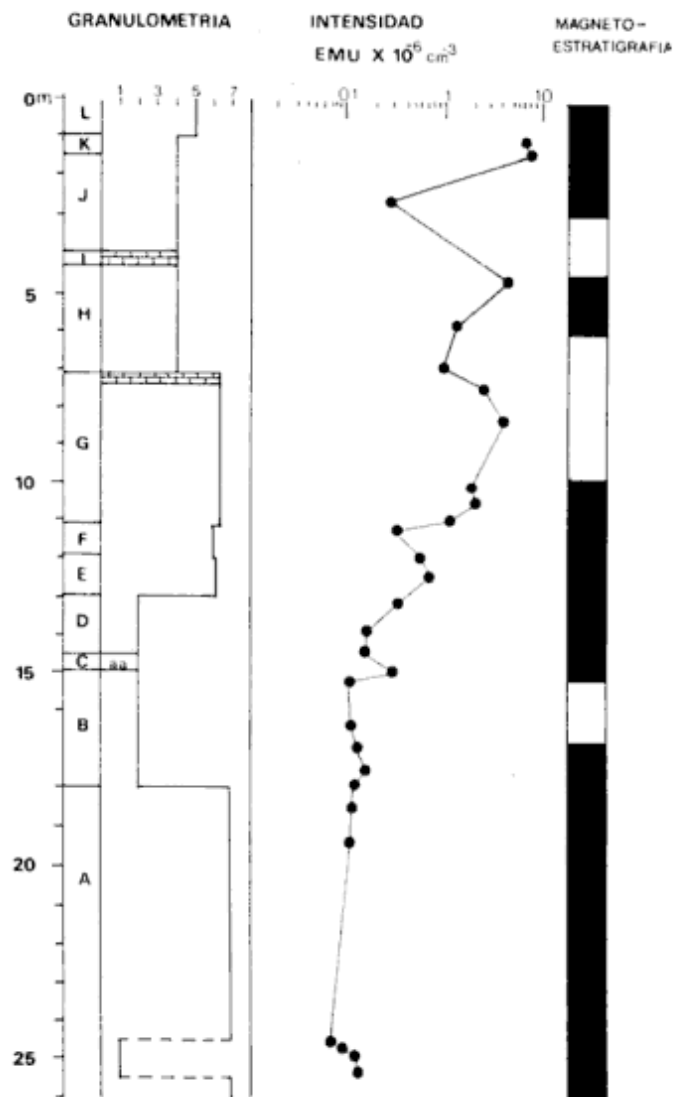


Figura 3: Distribución del tamaño de grano: (1=arcillas, 2=arcilla limosa, 3= limo arcilloso, 4= limo, 5= limo arenoso, 6=arena limosa, 7=arena). Intensidad del MRNy magnetoestratigrafía establecida.

nación de las distintas zonas de polaridad magnética. La Fig.6a representa los PGV (Polos geomagnéticos virtuales) correspondientes a los niveles donde se producen los cambios de polaridad magnética.

Resultados paleomagnéticos

Fueron identificados seis períodos de alternancia de polaridad reversa y normal que representan las épocas paleomagnéticas que van desde Brunhes hasta Gauss (Fig.5). La interpretación se apoya en criterios de carácter geológico y paleomagnético, a partir de considerar que la primer época de polaridad normal (Brunhes) corresponde a la unidad de loess castaño rojizo (K) sobre la que se desarrolló el suelo actual (L). La Epoca Normal de Brunhes está representada hasta los niveles superiores de la unidad (J) que es el limo con abundante tosca en capas subhorizontales y subverticales. La unidad (J) podría ser considerada como un loess más antiguo que el de la unidad (K) depositado en ambiente palustre.

La parte inferior del limo (J), el piso calcáreo (I), el limo blanco (H) y la parte superior del limo (G) pertenecerían a la Epoca Reversa de Matuyama. Entre las unidades (G) y (H) se determinó la existencia de otro horizonte calcáreo que no fue designado con letra, el cual quedó también comprendido dentro de Matuyama. Algunas muestras de los niveles superiores de la unidad (H) evidenciaron polaridad normal; esta subzona, según una primera interpretación, estaría representando algún evento de polaridad normal dentro de la Epoca Reversa de Matuyama (Eventos Olduvai o Jaramillo).

La polaridad magnética es normal desde la parte inferior de la unidad (G) hasta la base de la secuencia sedimentaria (A). Se interpreta que esta polaridad corresponde a la Epoca Normal de Gauss. La polaridad normal de la base de las secuencias sedimentarias expuestas en las barrancas del río Paraná en la provincia de Entre Ríos ha sido constatada en localidades tales como La Toma, Puerto Alvear, Villa Urquiza y Victoria (Bidegain 1991).

En la unidad (B), por debajo del horizonte fosilífero (C), se determinó la existencia de un nivel de polaridad reversa que correspondería al Evento Kaena o al Evento Mammoth. Para poder apreciar el comportamiento paleomagnético durante el/los eventos antes mencionados será necesario realizar muestreos más detallados.

La asociación entre el evento de polaridad reversa en la unidad (B) —indicada como arcilla limosa verde— y el evento marino que dejó el banco ostrero (C), puede servir como nivel guía en la correlación regional. Otros niveles de polaridad reversa fueron determinados en las localidades de Molino Doll y Alvear, (Bidegain 1991). En Molino Doll, los niveles de polaridad reversa se registraron por debajo de un banco de arenisca calcárea con fósiles marinos; en tanto que en la localidad de Alvear, el evento de polaridad reversa

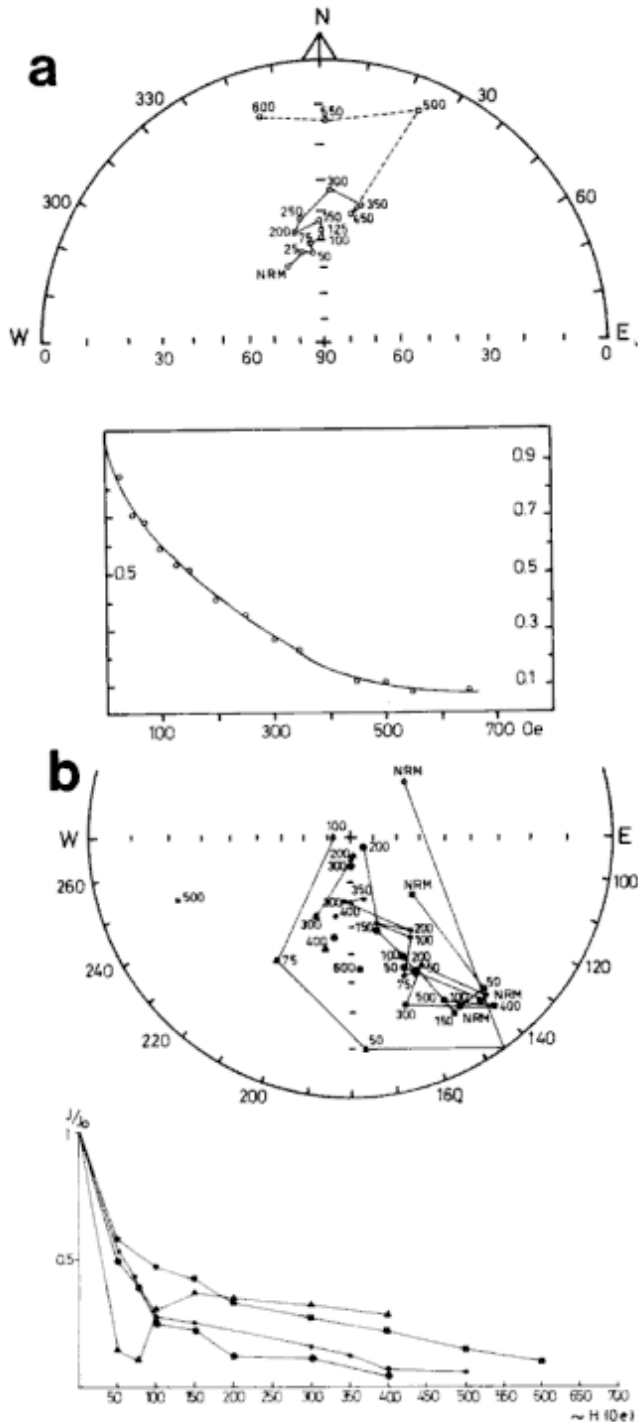


Figura 4.a: Red estereográfica y curva de desmagnetización para la muestra AB 24. b: Red estereográfica y curvas que representan el comportamiento de las muestras 16A, 17A, 17B, 17B2, cuando fueron desmagnetizadas por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes.

asignado a Kaena, corresponde a las muestras de sedimentos que se encuentran por debajo de la unidad que en Aldea Brasileira se indica como (J). La secuencia sedimentaria de Alvear es muy incompleta y los valores paleomagnéticos obtenidos reflejan la existencia de un gran hiatus en la sedimentación.

Sobre la base de los datos obtenidos hasta el presente, se estima que el evento de polaridad reversa determinado en relación con el máximo nivel marino, corresponde al mencionado Evento Kaena por lo que se podría datar la transgresión marina en 2,9 Ma aproximadamente.

La arena blanca deltaica de la unidad (A), fue depositada en condiciones de polaridad magnética normal y su edad no excedería los 3,4 Ma (edad asignada a la transición Gauss-Gilbert). Sobre la base de la magnetoestratigrafía construida (Fig.5) se ha elaborado un gráfico que representa la velocidad mínima de acumulación del sedimento (Fig.6b). La arena deltaica (A), presenta el índice más alto de velocidad de sedimentación, en tanto que las unida-

des marina y fluvio-lacustres representadas desde (B) hasta (H) fueron depositadas con un índice de velocidad del orden de los 7-9 mm/1000 años. Cuando las condiciones ambientales cambiaron en asociación con la parte superior del Evento Olduvai y la actividad eólica fue más importante (depósitos de loess), la velocidad de sedimentación descendió a 2mm/1000 años aproximadamente. Estos valores deben ser tomados en forma relativa y atribuirse al resultado del proceso depositación-erosión. Dado que los registros estratigráficos y paleomagnéticos de los sedimentos del Cenozoico son incompletos, estos valores podrían utilizarse con criterio comparativo para interpretar la dinámica de los procesos a nivel regional.

Perfil paleomagnético complementario

Un nuevo perfil paleomagnético se realizó a unos 100 m del anterior a los fines de obtener una mejor

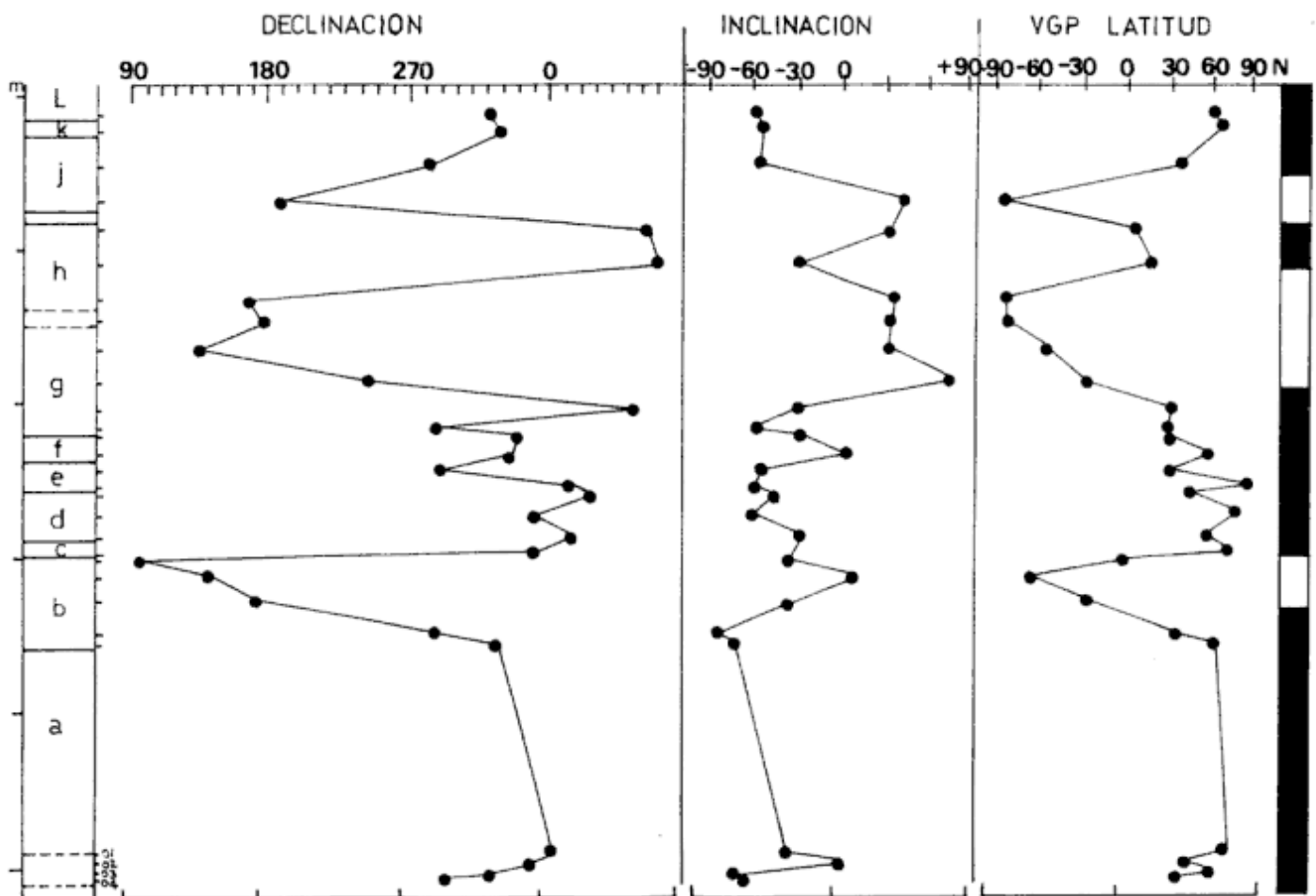


Figura 5: Los distintos niveles de muestreo en la sección de Aldea Brasileira. Declinación e Inclinação luego de la desmagnetización por campos magnéticos alternos, PGV y las zonaciones de polaridad establecidas.

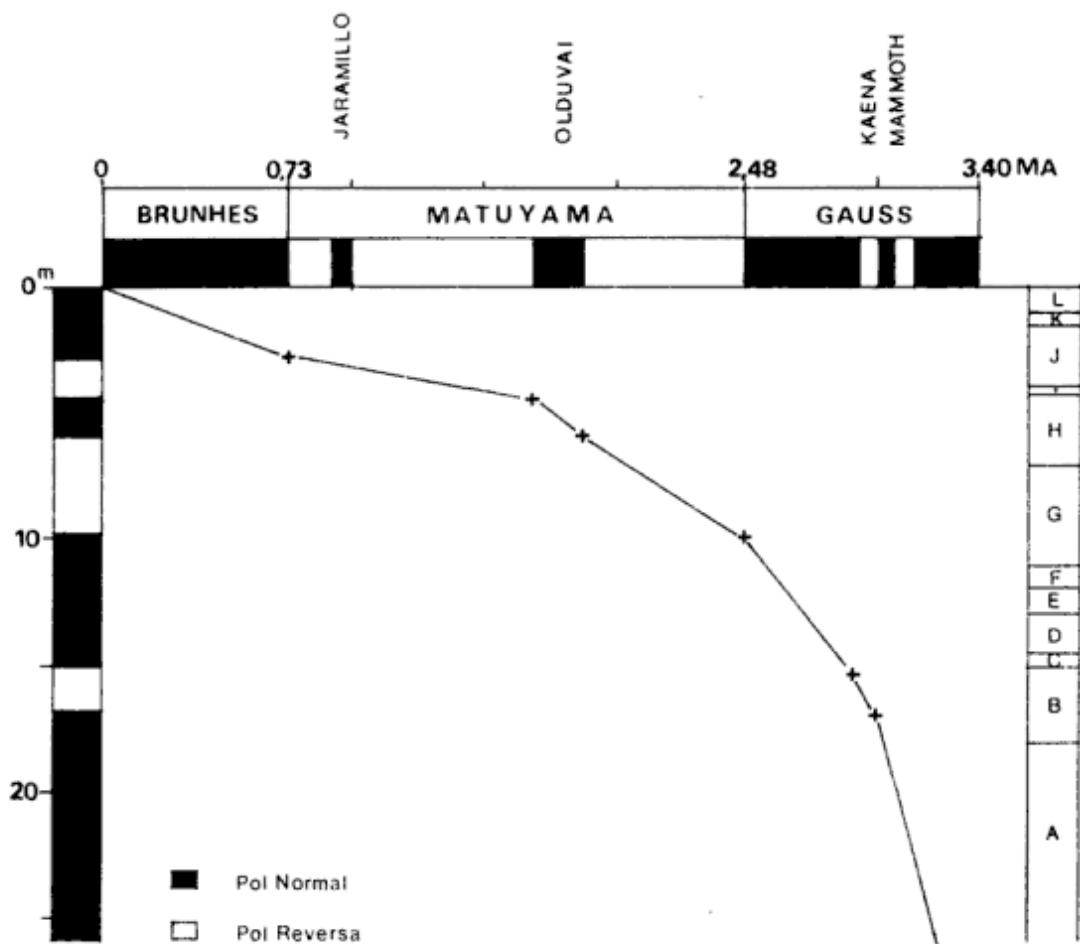
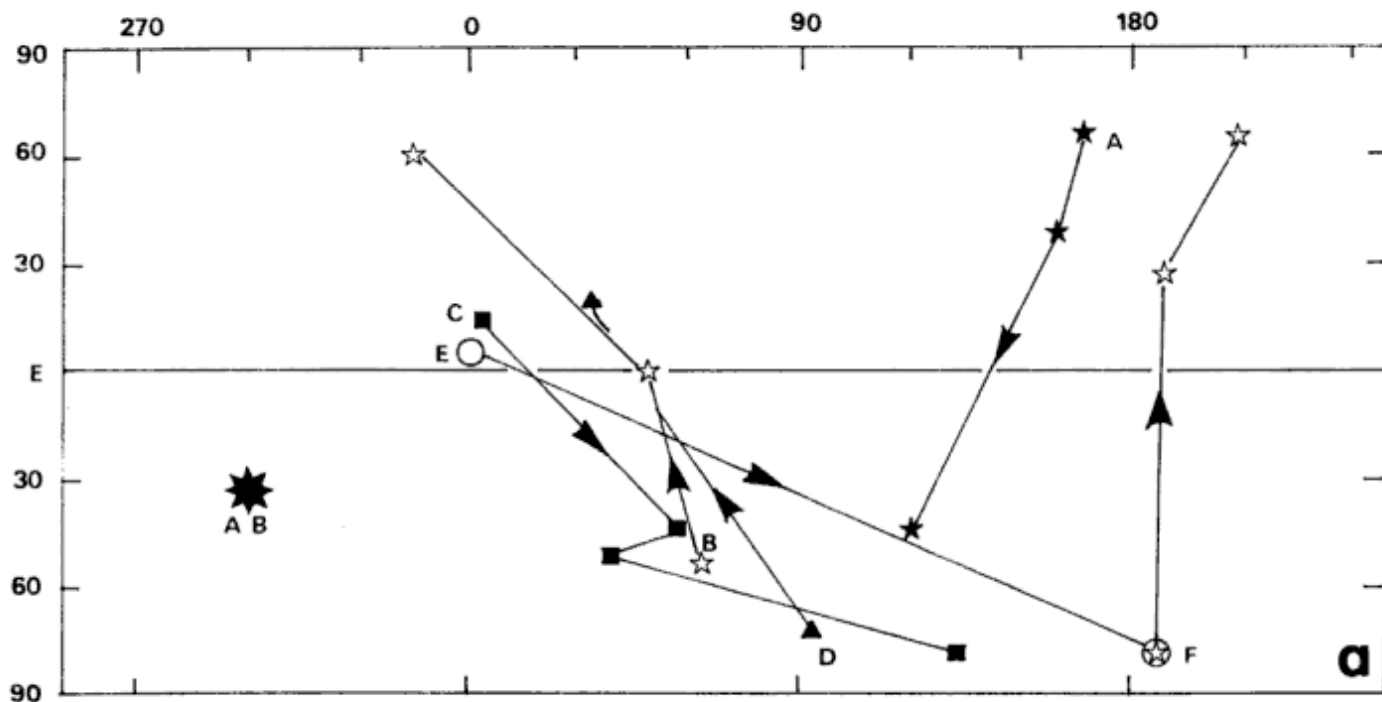


Figura 6.a: Caminos del PGV en las transiciones de polaridad (A) Gauss/Kaena, (B) Kaena/Gauss, (C) Gauss/Matuyama, (D) Matuyama/Olduvai, (E) Olduvai/ Matuyama y (F) Matuyama/Brunhes. La estrella en negro indica la posición de Aldea Brasileira. b: Reversiones de polaridad obtenidas en Aldea Brasileira en relación a la escala internacional de reversiones de polaridad y curva de tiempo/profundidad.

definición de los cambios de polaridad de la parte superior y media de la sección estudiada. En esta oportunidad la extracción de muestras orientadas se realizó a intervalos de unos 30 cm desde la unidad (L) hasta la unidad (G) del perfil anterior (Fig.7a). Se obtuvo por consiguiente una mejor definición de las zonas de polaridad Normal-Reversa que, por las distancias entre los niveles de muestreo de la Fig.5 no habían sido detectadas. De este modo la zona de

polaridad Reversa de Matuyama queda nuevamente ubicada en los mismos sedimentos del perfil anterior, y se obtienen dos zonas intermedias de polaridad Normal que pueden ser asignadas a los Eventos Olduvai (la inferior) y Jaramillo (la superior). Desde la parte media inferior de la unidad (G) y hacia abajo, se registra una zona de polaridad normal que, coincidentemente con el perfil anterior ha sido asignada a la parte superior de la Epoca Paleomagnética

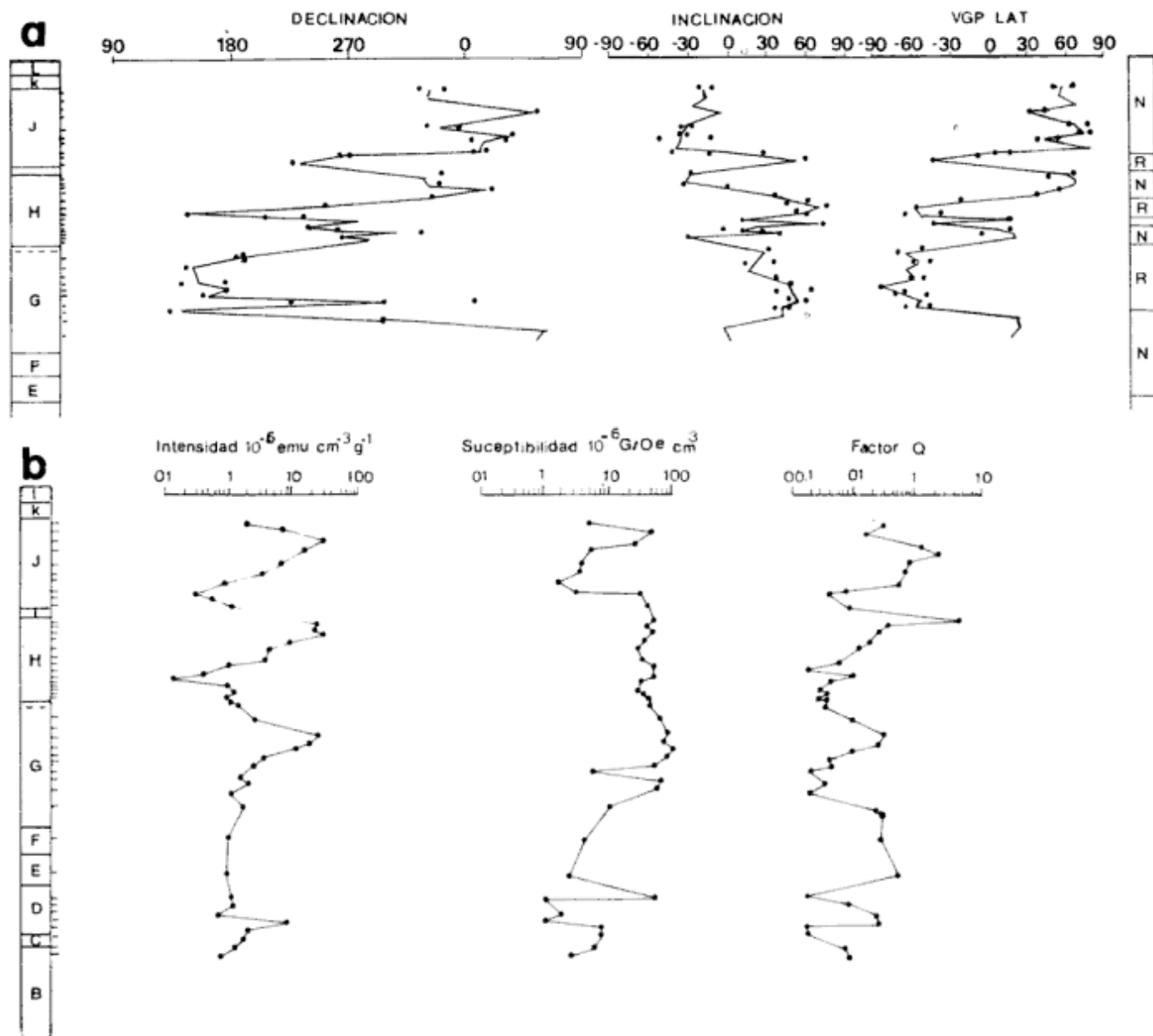


Figura 7.a: Niveles de muestreo, litoestratigrafía, Declinación e Inclínación después de la desmagnetización por C. M. A. También se indican los valores de PGV correspondientes a la latitud y la zonación de polaridad establecida. Este perfil presenta una mejor resolución para la zona reversa asignada a Matuyama que en la Fig. 5 debido a la proximidad entre los niveles de muestreo. b: MRN, Intensidad (J_n), Susceptibilidad (X) y Factor Q correspondientes al perfil paleomagnético complementario.

de Gauss (más de 2,48 Ma antes del presente).

El límite Gauss-Matuyama está ubicado en la zona media de la unidad (G), es decir 2,48 Ma, en tanto que el límite Brunhes-Matuyama (0,73 Ma) queda ubicado en la unidad (J). Por encima de este límite la polaridad es normal siendo los polos geomagnéticos virtuales estables a una Latitud aproximada de +60.

En la Fig. 7b se representan los valores de intensidad (J_n), susceptibilidad (X) y factor Q. Este último factor de corrección establece la relación S/I del campo geomagnético. A partir de los datos representados en la Fig. 7b se puede observar la correspondencia entre los valores de intensidad y los cambios de polaridad magnética, en tanto que los valores de susceptibilidad varían en forma independiente. Tal comportamiento obedece al hecho de que la susceptibilidad magnética varía en relación con el tipo de mineral, con el porcentaje de minerales magnéticos de cada muestra y con el tamaño de grano (Tarling 1983). En el perfil estudiado, los valores más bajos de susceptibilidad (en algunos casos valores de signo negativo) se corresponden, sin lugar a dudas, con la presencia de minerales diamagnéticos (cuarzo, calcita y feldespatos); en tanto que en aquellos niveles con minerales de hierro como magnetita, hematita etc., los valores de susceptibilidad son más elevados. Por otra parte, estos niveles de muestreo corresponden a las unidades geológicas con granulometrías más finas (limos y loess arcillo limosos). Se puede inferir que los valores más elevados de susceptibilidad magnética corresponden a los materiales alóctonos que fueron aportados a la región por acción eólica.

La Fig. 4b representa el comportamiento de algunas muestras de polaridad reversa. Las mismas fueron escogidas por ser representativas del perfil y se desmagnetizaron mediante la aplicación de campos magnéticos alternos.

Conclusiones

Las polaridades normal-reversa obtenidas son confiables por el gran número de muestras analizadas. La magnetoestratigrafía establecida comprende aproximadamente los últimos 3,3 Ma e incluye las épocas paleomagnéticas de Brunhes (desde la actualidad hasta 0,73 Ma), Matuyama (desde 0,73 a 2,48 Ma), y Gauss (2,48 a 3,40 Ma). Por otra parte la sección estudiada comprendería los Eventos Jaramillo (0,90 a 0,97 Ma), Olduvai (1,67 a 1,87 Ma) y Kaena (2,92 a 3,01 Ma).

La sección del perfil ocupada por la Epoca de Matuyama corresponde a un sector bien definido del perfil geológico, lo que permitiría la obtención de

muestras yuxtapuestas o a escasa distancia entre sí, con el objeto de estudiar el camino del polo geomagnético en las reversiones de polaridad.

Los sedimentos asignados a Matuyama inferior y Olduvai se depositaron con posterioridad al retiro del mar del Plioceno (bancos ostreros), por lo que resultan de interés para el estudio del límite Plioceno-Pleistoceno dado que la zona de polaridad normal asignada al Evento Olduvai se ubica entre 1,67 y 1,9 Ma antes del presente.

La transgresión marina estaría en relación con el Evento Kaena de polaridad reversa datado en 2,9 Ma antes del presente y situado en la Epoca Normal de Gauss, correspondiente al Plioceno.

Los cambios de polaridad magnética no parecen estar relacionados con las discontinuidades litológicas ni con los horizontes calcáreos.

Cabe señalar que los resultados obtenidos en Aldea Brasileira no concuerdan con las dataciones en base a microfósiles marinos efectuadas por Rossi de García (1966), Zabert y Herbst (1977). Dichos autores consideran que todos los sedimentos de ambiente marino desde Victoria hasta Villa Urquiza son de edad miocena en base al análisis de muestras extraídas en localidades cercanas a la sección estudiada en Aldea Brasileira. Se considera aquí, que los sedimentos marinos de Aldea Brasileira corresponden a un evento transgresivo de corta duración dentro de un esquema general de carácter regresivo a partir del Mioceno. Bajo tales circunstancias se generó un mar somero, litoral, con zonas de engolfamiento donde sedimentos y organismos tanto de procedencia marina como continental se mezclaron y depositaron. Esto explicaría la existencia de dientes de tiburón encontrados al mismo nivel estratigráfico que vértebras de ballena y peces, placas de quelonios, troncos de árboles y vertebrados fósiles de origen continental.

Se considera correcta la interpretación de que las facies marinas de Paraná y alrededores pasan progresivamente a facies continentales hacia el norte de la provincia de Entre Ríos. Por tal razón, en la base de la secuencia sedimentaria expuesta en las barrancas del río al norte de la Provincia, se observan las arenas ocráceas con estratificación entrecruzada de la Formación Ituzaingó (De Alba 1953), y no se observan los bancos ostreros de los alrededores de Paraná. La Formación Paraná estaría representada por las arcillas verdes que se encuentran en las perforaciones a cota aproximada -40 m b.n.m. actual. Dichas arcillas verdes se extienden sin solución de continuidad (peneplanización) por debajo del río hasta las proximidades de la ciudad de Rosario en la provincia de Santa Fe, sin variar mayormente la cota antes mencionada.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1976. Consideraciones bioestratigráficas sobre el terciario marino de Paraná y alrededores. *Acta Geológica Lilloana* 13 (2):91-108. Tucumán.
- Aceñolaza, F.G. y Sayago, J.M., 1980. Análisis preliminar sobre la estratigrafía morfodinámica y morfogénesis de la región de Villa Urquiza, Provincia de Entre Ríos. *Acta Geológica Lilloana* 15 (2):139-154, Tucumán.
- Battaglia, A.A., 1949. Arenas. Informe preliminar de las arenas de Entre Ríos. Dirección General de Industria y Minería, carpeta N° 196:1-28, 19 láminas. Buenos Aires. (Inédito).
- Bertolini, J.C., 1982. Descripción y clasificación de los movimientos de masa en las barrancas del río Paraná, República Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología. *Actas* 4:37-52 Buenos Aires.
- Bidegain, J.C. 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Ph.D. thesis, Stockholm University. Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University. 128 p. Suecia. (Inédito).
- Cordini, R., 1949. Contribución al conocimiento de la Geología de Entre Ríos. Dirección General de Industria Minera. *Anales* 2:1-78, 32 láminas. Buenos Aires.
- De Alba, E., 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 8 (3): 129-161.
- d'Orbigny, A., 1842. *Voyage dans l'Amérique meridionale*. *Geographie*. 3 (1):1-44, Strasburg, Paris.
- Frenguelli, J., 1920. Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 24:55-256. Córdoba.
- Gentili, C. y Rimoldi, H., 1979. Mesopotamia. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1:185-223. Córdoba.
- Iriondo, M.H., 1973. Análisis ambiental de la Formación Paraná en su área tipo. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, 2 (1-2):19-23. Córdoba.
- Rossi de García, E., 1966. Contribución al conocimiento de los ostrácodos de la Argentina. Formación Entre Ríos, Victoria. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 21(3): 194-208.
- Scartascini, G., 1959. El Banco de Calcáreo Organógeno de Paraná. *Comunicaciones del Museo Bernardino Rivadavia*, 1(16):3-11, Buenos Aires.
- Tarling, D.H., 1983. *Paleomagnetism. Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. Chapman and Hall. P.378. London England.
- Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino, Segunda Parte*. Editorial Peuser. P.477. Buenos Aires.
- Zabert, L.L. y Herbst, R., 1977. Revisión de la microfauna Miocena de la Formación Paraná entre Victoria y Villa Urquiza, Provincia de Entre Ríos, Argentina, con algunas consideraciones estratigráficas. *Facena* 1:131-168. Buenos Aires.

Recibido: 10 de agosto, 1992

Aceptado: 21 de setiembre, 1993

Estudio paleomagnético del Complejo Volcánico de Somuncurá, Argentina

María Julia ORGEIRA¹ y Marcela REMESAL²

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio". Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina

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

ABSTRACT. *Paleomagnetic study of the Somuncurá Volcanic Complex, Argentina.* The results of an analysis of the remanent magnetism of samples from the Quiñelaf and Somuncura formations of the Somuncura Volcanic Complex (Río Negro Province) are presented. The stable remanent magnetism polarities and the radiometric ages of the units studied, allow a series of possible correlations with the polarity reversal chart for the late Oligocene. The results from the Somuncura Formation also suggest that the pole positions of the Earth's magnetic field during polarity transitions are distributed along preferential areas, at least from the Oligocene onwards.

Introducción

El presente trabajo comprende la primer etapa de un estudio paleomagnético que se está llevando a cabo en el Complejo Volcánico de Somuncurá.

El Complejo Volcánico de Somuncurá está enmarcado en el ámbito geológico del Macizo Nordpatagónico, en el sector septentrional de la Patagonia, en las partes extrandinas de Río Negro y Chubut y tiene una extensión superior a los 25000 km² (Fig. 1).

Según sus rasgos morfológicos y petrológicos se ha propuesto como modelo genético-estructural un volcanismo en escudo responsable de la formación de la meseta y su gradual evolución hacia términos relativamente fluidos que construyen aparatos pequeños y circunscriptos preferentemente a la cima de los escudos (secuencia post-plateau). Finalmente, podrían interpretarse como recurrencia del volcanismo tipo meseta las coladas extensas que cubren parcialmente a las efusiones diferenciadas (Remesal 1988).

Siguiendo el criterio usado por Remesal (1988) el complejo ha sido dividido estratigráficamente en tres formaciones: Formación Somuncurá que comprende los basaltos propios de la extensa meseta basáltica; Formación Quiñelaf y Formación Bajo Hondo que integran las efusiones post-meseta; la primera es una secuencia de basanitas-basaltos alcalinos hasta traquitas-fonolitas y comenditas asociadas a efusiones centrales, mientras que en la segunda se reúnen los derrames basálticos póstumos. Los niveles sedimentarios intercalados en la secuencia post-meseta corresponden a episodios erosivos muy breves.

En el presente trabajo se presentan los resultados del estudio paleomagnético de las Formaciones Somuncurá y Quiñelaf.

Estratigrafía, edad y tectónica del complejo volcánico de Somuncurá

En el área nororiental, el Complejo Volcánico de Somuncurá se apoya en discordancia sobre volcanitas jurásicas (Grupo Marifil) o sedimentitas del Paleoceno (Formación Roca).

Las primeras referencias sobre la edad de las volcanitas de la meseta se deben Wichmann (1927) quien las consideró equivalentes a los Basaltos I y II de edad miocena y pliocena respectivamente. Nuñez *et al.* (1975) para la zona de Río Negro, las consideraron del Plioceno alto o Plio-Pleistoceno.

Teniendo en cuenta relaciones estratigráficas y dataciones radimétricas, algunos autores consideraron a esta unidad como oligocena-miocena (Page 1977) o incluso más antigua (Nakayama *et al.* 1979) puesto que la relacionaron con los eventos del Grupo Sarmiento (Eoceno-Oligoceno).

Ardolino (1981) presenta una serie de dataciones realizadas por el método K-Ar y concluye que las efusiones que originaron a la Formación Somuncurá debieron haber acontecido durante gran parte del Oligoceno y probablemente algunas en el Eoceno. El mismo autor discute la edad de la Formación Quiñelaf, destacando la concentración de valores en los 26 Ma y propone dos episodios volcánicos según la distribución de las edades isotópicas de los basaltos: uno en el

Oligoceno y otro en el Mioceno, a los cuales se sumarían las efusiones traquíticas distribuidas en el lapso Oligoceno-Mioceno. La relación de los ciclos basálticos y traquíticos implicarían, según el autor, un volcanismo complejo y recurrente de amplia distribución en el tiempo.

La Formación Bajo Hondo y los eventos finales de la Formación Quiñelaf fueron ubicados por Ardolino (1981) en el Mioceno alto y por Ardolino y Delpino (1986) en el Plioceno.

Sobre la base de la revisión y selección de los valores disponibles en el cuadro de datos isotópicos presenta-



Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada. Traza negra: perfil de muestreo paleomagnético.

do por Ardolino (1981) para el volcanismo de Somuncurá, se obtuvo un diagrama comparativo de las edades y los correspondientes errores analíticos para las muestras que ofrecen los mejores resultados isotópicos (Remesal 1988). Según los datos más confiables, es decir descartando aquéllos en los cuales el porcentaje de argón atmosférico resulta poco confiable, se observa una significativa distribución de las edades en torno del rango 26-27 Ma, tanto para los basaltos de la meseta como para la secuencia post-meseta. Esta concentración indicaría que ambos ciclos se produjeron en un período muy corto que habría tenido lugar alrededor de los 26 Ma (Oligoceno superior), y que seguramente fue menor que el rango de error obtenido para la mayoría de las muestras analizadas.

A su vez las evidencias petrológicas señalan la posibilidad de consanguineidad a través de rasgos mineralógicos y geoquímicos que marcan la continuidad evolutiva (Corbella 1984, Remesal 1988, Remesal y Parica 1987). Por otro lado, las breves intercalaciones sedimentarias encontradas entre las efusiones meseta y post-meseta demuestran que prácticamente no existieron interrupciones del ciclo magmático y por consiguiente, los períodos erosivos y depositacionales son atribuibles a fenómenos locales.

Las rocas volcánicas de series alcalinas son reconocidas ampliamente por representar ambientes geotectónicos extensionales de intraplaca, tanto oceánicas como continentales. La interpretación de muchas características en cuanto a la evolución del Complejo Volcánico de Somuncurá todavía es preliminar, sin embargo, la información petrológica disponible (Corbella 1984, Remesal 1988) clasifica a esta asociación como una serie alcalina, aún cuando algunos de sus términos iniciales tengan un carácter alcalino menos definido o transicional. En los estudios en ejecución el uso de diagramas discriminantes de ambientes tectónicos (Pearce *et al.* 1981), así como las comparaciones geoquímicas con series características de volcanismo de intraplaca, arroja resultados consistentes respecto de la ubicación del complejo como un volcanismo alcalino extensional dentro de una placa continental.

Estudio paleomagnético

El muestreo paleomagnético del complejo se realizó en el sector nordeste del plateau, desde el rincón donde nace el arroyo Valcheta (conocido como Rincón de Chipauquil) hasta las estribaciones septentrionales de la Alta Sierra de Somuncurá, e involucra las

Formaciones: Somuncurá (basaltos olivínicos) y Quiñelaf (serie basalto alcalino - traquita).

Se tomaron muestras de 20 coladas; el perfil representa un registro bastante completo de la secuencia eruptada.

Se extrajeron entre 1 y 3 muestras paleomagnéticas de cada una de las coladas. En el laboratorio se cortaron dos especímenes de cada muestra. Uno de estos especímenes fue estudiado en detalle en laboratorio, en tanto el otro fue empleado como testigo de control, de tal forma de verificar el comportamiento magnético de las muestras.

Se describen a continuación las características magnéticas halladas en cada una de las unidades volcánicas estudiadas.

Traquitas de la Formación Quiñelaf

Se analizó el comportamiento magnético de tres coladas traquíticas (colada 1: muestras 36 y 37; colada 2: muestras 41, 42 y 43; colada 3: muestras 45, 46 y 47).

Inicialmente se midió el magnetismo remanente natural (MRN) de los especímenes extraídos de las citadas muestras.

Posteriormente se efectuaron lavados por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes (AF), de tal forma de analizar el comportamiento magnético de los especímenes. Se aplicaron lavados desde 5 mT hasta 40 mT, incrementando en cada etapa de lavado entre 5 y 10 mT respecto de la precedente.

Sobre la base del análisis del comportamiento magnético de los especímenes estudiados a través de los

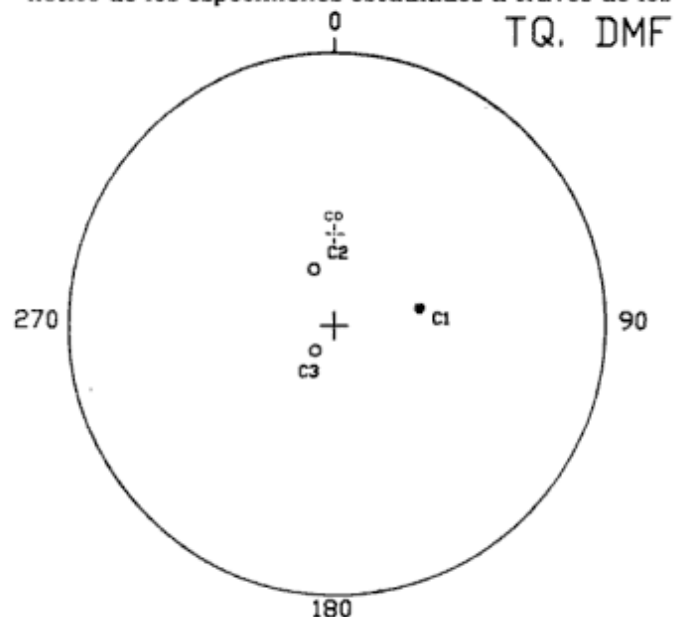


Figura 2: Direcciones medias finales (DMF) del MRE por colada de los especímenes correspondientes a las traquitas Quiñelaf. Círculo lleno: inclinación positiva; círculo abierto: inclinación negativa.

lavados, se determinó que el MRN de los mismos estaba integrado en la mayoría de los casos por una sola componente magnética (monocomponentes), con una excepción en donde el MRN estaba compuesto por dos componentes magnéticas (multicomponente). Ambas componentes magnéticas pueden ser individualizadas claramente puesto que sus espectros de coercitividad se encuentran bien diferenciados.

Los lavados óptimos seleccionados (aquéllos en los que se aísla el magnetismo remanente estable, MRE) oscilaron entre 15 y 40 mT según la muestra. Es de

destacar que los lavados óptimos, consecuentemente los MRE, fueron seleccionados a través de la metodología tradicional (Valencio 1980).

Posteriormente, con los MRE se calculó una dirección media (DMF) para cada colada. En la Figura 2 se han representado las direcciones obtenidas. Nótese que dos direcciones (coladas 2 y 3) se encuentran próximas a la dirección del campo dipolar axial y geocéntrico (CD) (coladas de polaridad normal), en tanto la restante (colada 3) se encuentra alejada de esta dirección más de 40° (polaridad oblicua).

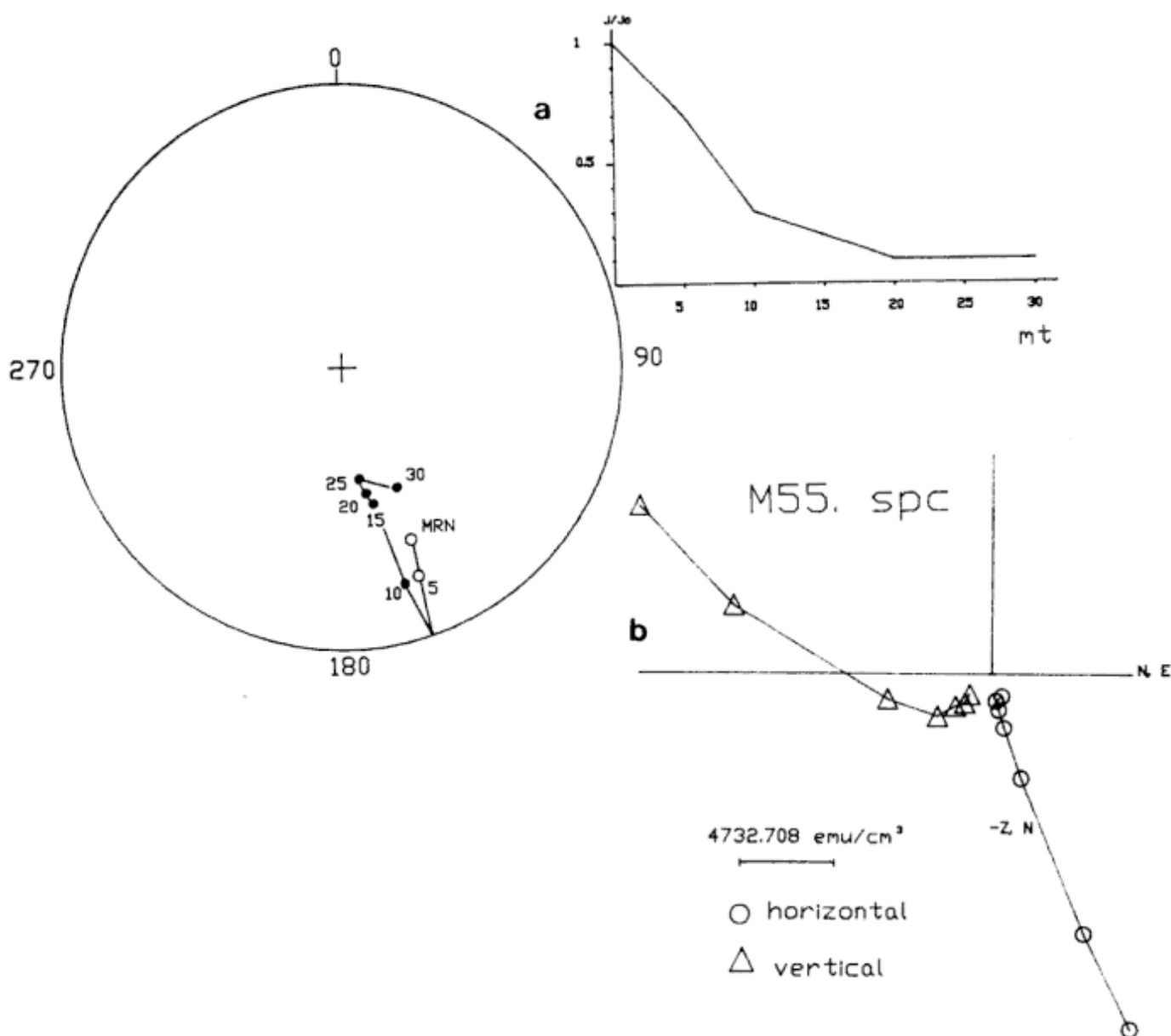


Figura 3: Comportamiento magnético del espécimen 55a a través de los lavados magnéticos. (a) variaciones en la dirección e intensidad; (b) diagrama de Zijderveld. Símbolos como en Fig. 2.

Basaltos de la Formación Quiñelaf

Se analizó el comportamiento magnético de seis coladas basálticas (colada 1: muestras 2, 3 y 4; colada 2: muestra 6; colada 3: muestras 7 y 8; colada 4: muestras 49, 50 y 51; colada 5: muestras 55 y 56; colada 6: muestra 57).

Los lavados por AF aplicados fueron desde campos pico de 5 a 30 mT, en etapas crecientes de 5 mT, y en algunos casos cuando fue posible se aplicaron lavados de 40 y 50 mT.

El análisis del comportamiento magnético de los especímenes tratados indicó que el MRN de los mismos estaba integrado en general por dos componentes magnéticas (multicomponente), con algunas excepciones monocomponente.

En la Fig.3 se ha representado el comportamiento magnético a través de los lavados del magnetismo remanente del espécimen 55a, representativo de las muestras cuyo magnetismo remanente es multicomponente.

Los lavados óptimos seleccionados fueron de 15 a 30 mT.

Las direcciones medias del MRE de cada colada (Figura 4) presentan polaridades normales (análoga a la del campo magnético actual) reversa (antípoda a la del campo magnético actual) y oblicuas (intermedias).

Basaltos de la Formación Somuncurá

Se analizó el comportamiento magnético de 11 coladas basálticas (colada 1: muestras 12 y 14; colada 2: muestras 16, 17 y 18; colada 3: muestras 19 y 20; colada 4: muestra 21; colada 5: muestras 22, 23 y 24; colada 6: muestras 27, 28 y 29; colada 7: muestra 30; colada 8: muestra 31; colada 9: muestra 32; colada 10: muestras 63 y 65; colada 11: muestra 64).

Posteriormente, se aplicaron lavados por AF desde campos pico de 5 mT a 70 mT y en algunos casos hasta 130 mT.

El análisis del comportamiento magnético de los especímenes indicó que el MRN de los mismos es multicomponente (integrado por 2 componentes magnéticas), con algunas excepciones en donde está compuesto por una sola componente magnética. Ejemplo del comportamiento magnético de los especímenes multicomponentes es el de la muestra 28a (Figura 5).

Los lavados óptimos seleccionados oscilaron entre 20 y 100 mT. Es de destacar que los espectros de coercitividad de los especímenes estudiados de esta formación son superiores a los de la Formación Quiñelaf.

Las DMF de cada colada (Figura 6) son de polarida-

des normales (análoga a la del campo magnético actual), reversa (antípoda a la del campo magnético actual) y un importante porcentaje oblicuas (intermedias).

Por otra parte, nótese la particular distribución elongada de las direcciones de los MRE o sus correspondientes DMF (Fig. 6).

Interpretación de los resultados

Las polaridades del MRE definido en cada unidad estudiada, conjuntamente con el análisis de las edades radimétricas de las mismas, permiten sugerir una serie de posibles correlaciones con el cuadro de reversiones de polaridad del CMT para el Oligoceno tardío. Las correlaciones tentativas se efectuaron teniendo en cuenta las siguientes hipótesis:

1) Las edades radimétricas indican que el plateau se formó en un lapso en torno a los 26 millones de años.

2) El lapso involucrado en la formación del plateau fue breve, por lo que puede inferirse que el registro magnético obtenido representa cronos magnéticos sucesivos; o sea entre una unidad y otra no habría un hiato suficiente que justifique la ausencia en el registro magnético de un cron completo.

3) La polaridad de las muestras estudiadas de la unidad suprayacente (traquitas de la Formación

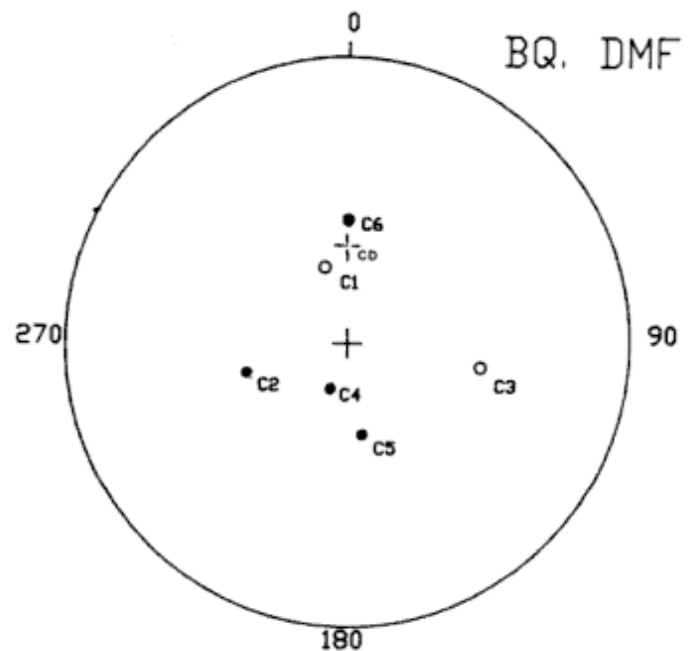


Figura 4: Direcciones medias finales (DMF) del MRE por colada de los especímenes correspondientes a los basaltos Quiñelaf. Símbolos como en Fig. 2.

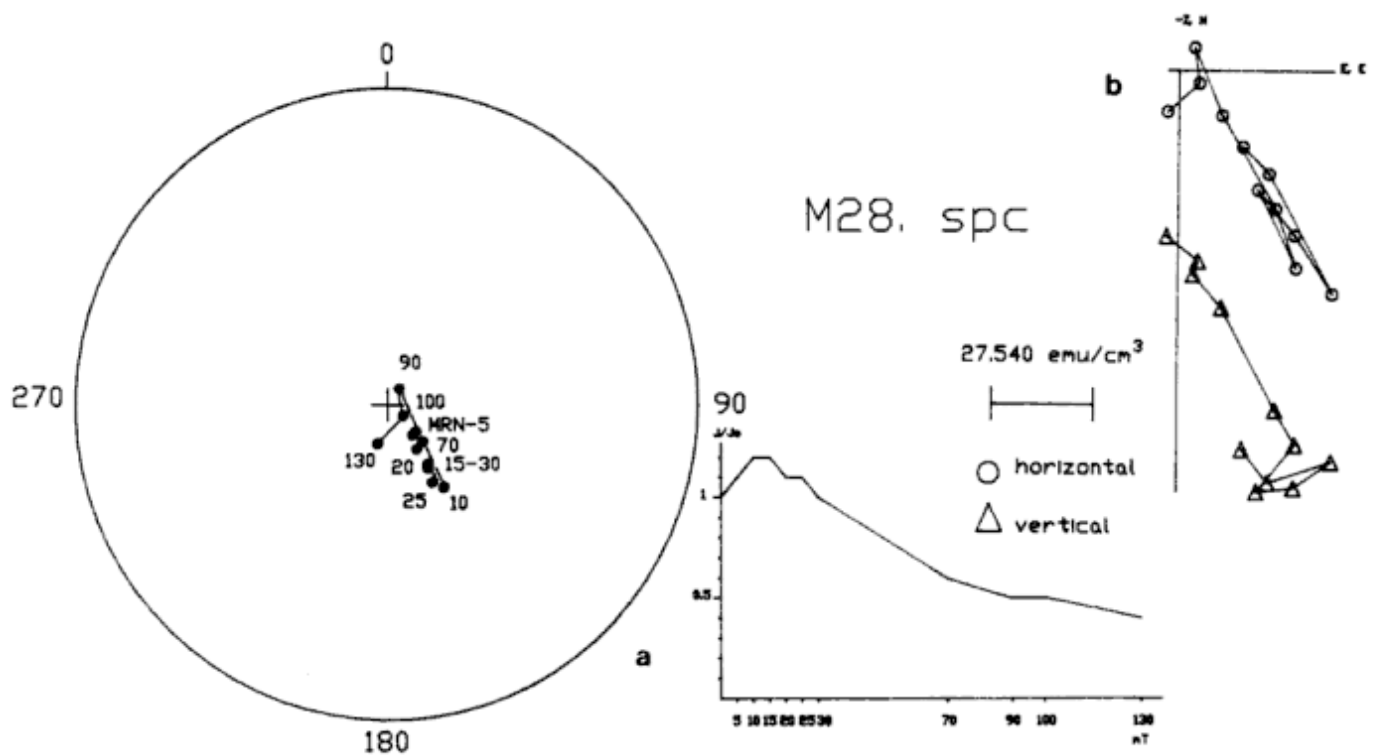


Figura 5: Comportamiento magnético del espécimen 28a a través de los lavados magnéticos. (a) variaciones en la dirección e intensidad; (b) diagrama de Zijderveld. Símbolos como en Fig. 2.

Quiñelaf) es en dos casos normal y en uno oblicua; no hay muestras de polaridad reversa. En la unidad intermedia (basaltos de la Formación Quiñelaf) hay muestras normales, reversas y se registra al menos una transición (muestras de polaridad intermedia). El mismo caso se repite en la Formación Somuncurá, infrayacente.

En la Figura 7 se han representado las cuatro posibles correlaciones. Se ha señalado con el nº 1 y 2 las que a criterio de las autoras serían las más posibles puesto que la edad magnética se ajustaría mejor con el análisis de las dataciones radimétricas. Nótese que de ser la correlación 1 la verdadera, el plateau podría haberse formado en un lapso mínimo de aproximadamente 150000 años, en tanto de ser válida la correlación 2 el lapso involucrado es aproximadamente 450000 años.

Con el objeto de analizar la particular alineación de direcciones de la Fm. Somuncurá señalada en el ítem anterior, se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (PGV) correspondientes a las direcciones medias obtenidas (DMF) (Fig. 8). Las posiciones de los PGV obtenidas ponen de manifiesto que:

1) Durante el corto lapso en que se erupataron las coladas basálticas pertenecientes a la unidad estadia-

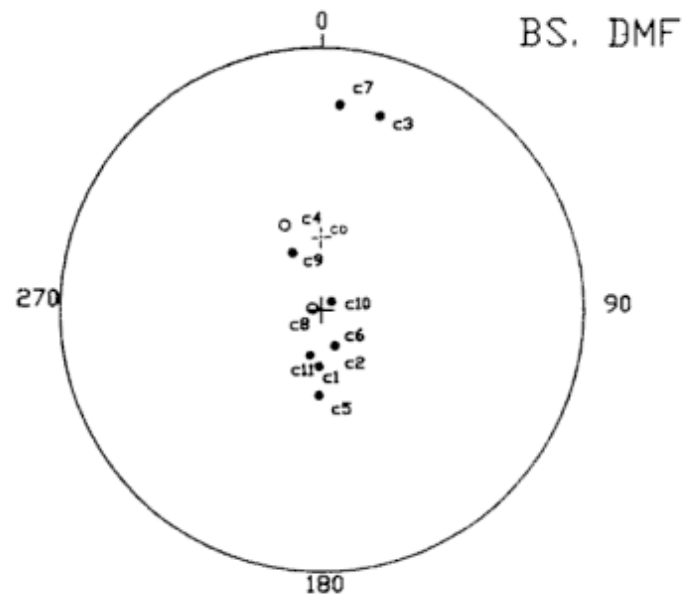


Figura 6: Direcciones medias finales (DMF) del MRE por colada de los especímenes correspondientes a los basaltos Somuncurá. Símbolos como en Fig. 2.

da, el campo magnético terrestre (CMT) tuvo posiciones transicionales de polaridad. Debido a las características del muestreo paleomagnético efectuado no es posible definir el orden cronológico de los PGV obtenidos, por lo que no se puede determinar como fue el camino del CMT durante la transición de polaridad registrada.

2) Las posiciones que adoptó el CMT durante el citado lapso se encuentran restringidas a una estrecha banda que contiene a los meridianos geográficos 116° E- 64°0 (Fig. 8).

Esta particular distribución de PGV es similar al camino de transiciones de polaridad determinado para el Pleistoceno, Plioceno y Mioceno (Valet y Laj 1984, Herrero Bervera y Theyer 1986, Tric *et al.* 1991, entre otros).

Con el objeto de ampliar los resultados paleomagnéticos obtenidos en esta unidad se están llevando a cabo nuevos estudios en el área.

Agradecimientos

Las autoras desean expresar su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, a la Universidad de Buenos Aires, al INGEIS y al Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" por brindar los medios necesarios para la realización del presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ardolino, A.A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1:65 y 3:7-23. Buenos Aires.

Ardolino, A.A. y Delpino, D., 1986. El Bajo Hondo. Una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4) y 42 (1-2): 386-396.

Corbella, H., 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie de Somuncurá. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Capítulo I: 267-300. Buenos Aires.

Herrero Bervera, E. y Theyer, F., 1986. Non Axisymmetric behaviour of Olduvai and Jaramillo polarity transition recorder in north-central Pacific deep-sea sediments. Nature, 322 (6075): 159-162.

Nakayama, C., Sciutto, J.C., Castillo, E. y Fernández, C., 1979. Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 657-670. Buenos Aires.

Núñez, E., Bachmann, E.W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuáin, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 247-266. Buenos Aires.

Page, R.F.N., 1977. Descripción geológica de la Hoja 43g, Bajo de la Tierra Colorada, provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional (inédito).

Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton A.W. y Searle, M.P., 1981. The Oman Ophiolite as a Cretaceous arc basin complex: evidence and implications. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A (300): 299-317.

Remesal, M.B., 1988. Geología y Petrología de los Basaltos de la Meseta de Somuncurá. Tesis Doctoral Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 211 p. (Inédito).

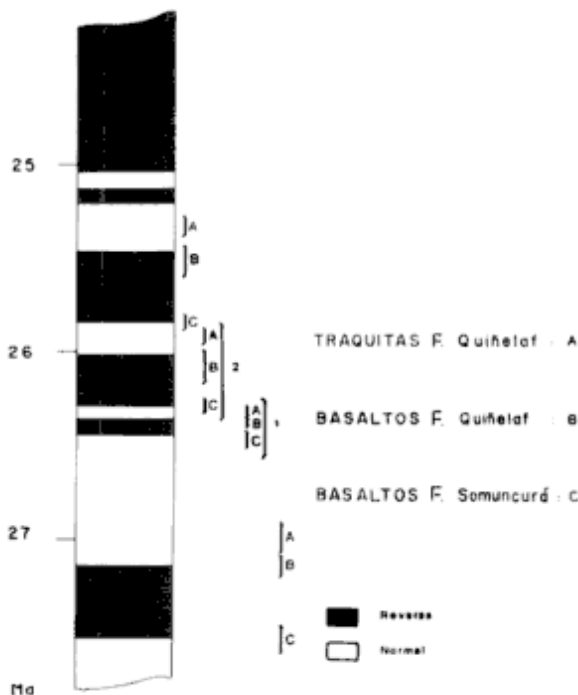


Figura 7: Correlaciones entre la polaridad obtenida en el presente estudio y el cuadro de reversiones del CMT para el Oligoceno tardío; blanco: polaridad normal, negro: polaridad reversa.

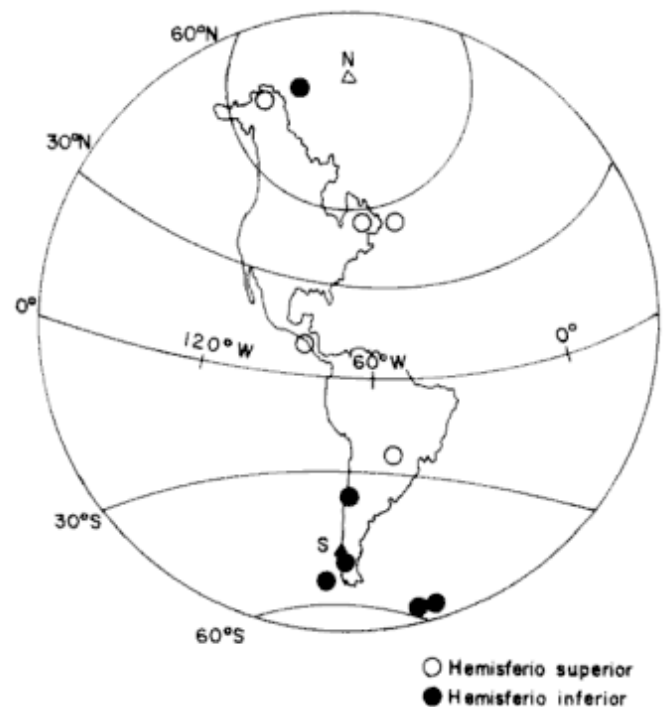


Figura 8: Polos geomagnéticos virtuales (PVG) obtenidos de la Fm. Somuncurá.

- Remesal, M.B. y Parica, C.A., 1987. Caracterización geoquímica e isotópica de los basaltos de la Meseta de Somuncurá. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 204-206. Tucumán.
- Tric, E., Laj, C., Jéhanno, C., Valet, J.P., Kissel, C., Mazaud, A. y Iaccarino, S., 1991. High resolution record of the upper Olduvai transition from Po Valley (Italy) sediments: support for dipolar transition geometry?. *Physics Earth Planetary Interior*, 65: 319-336.
- Valencio, D.A., 1980. El magnetismo de las rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 351p., Buenos Aires.
- Valet, J.P. y Laj, C., 1984. Invariant and changing transitional field configurations in a sequence of geomagnetic reversals. *Nature*, 311: 552-555.
- Wichmann, R. 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y Chubut efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923, Ministerio de Agricultura Nacional, Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación 33.

Recibido: 18 de noviembre, 1992.

Aceptado: 15 de octubre, 1993.

Azufre nativo vinculado a estratos evaporíticos de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior).

Norberto Adrián GABRIELE

Víctor Vergani 678, 1629 Pilar (B) - Provincia de Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Native sulphur in evaporites of the Huitrín Formation (Lower Cretaceous).* A new occurrence of native sulphur in the evaporites of the Huitrín Formation of northern Neuquén Province is reported. The sulphur is present in the upper part of the Troncoso member of the Huitrín Formation, at a depth of between 1130 and 1170 m in the subsurface of the Filo Morado field. On the basis of the relationship between the sulphur and gypsum - anhydrite (a source of sulphate ions) and with subjacent hydrocarbons, a postsedimentary biogenic origin is inferred as a result of action by anaerobic bacteria. The upper levels of the Troncoso member show thickening related to their role in the decollement levels of duplex structures which are concentrated along the tectonic front and associated with hydrocarbon traps. This relationship between structures and hydrocarbons is also found in the foreland thrust belt in other parts of the Neuquén basin, and may therefore be taken as a regional model and extrapolated to infer the presence of native sulphur in other areas. In this way, a brief theoretical analysis of the presence of sulphur at outcrop in Cerro Partido (Neuquén) and Malargüe (Mendoza) is included.

Introducción

Los yacimientos de azufre explotados en nuestro país han sido productos de exhalaciones volcánicas conteniendo H_2S y precipitando azufre, los que se distribuyen en centros volcánicos de la Puna y Cordillera de los Andes. Esta actividad económica se desarrolló hasta el año 1979, siendo la única producción desde entonces, como ácido sulfúrico, un subproducto obtenido en el proceso de tostación de la blenda de mina Aguilar.

Este tipo de yacimientos en zonas de vulcanismo cenozoico, y los depósitos de azufre en cuencas con hidrocarburos, son los dos principales ambientes geológicos para la existencia de depósitos de azufre nativo económicamente explotables.

En la Argentina, dentro del ambiente de cuencas con hidrocarburos, sobresale la cuenca Neuquina, que presenta en el Mesozoico varias secuencias de anhidrita y yeso con manifestaciones (o potenciales) de azufre nativo.

El objetivo de la presente contribución es elaborar una hipótesis genética para la existencia de azufre nativo a partir de la acción de bacterias reductoras de sulfatos, en sectores con estratos evaporíticos de anhidrita - yeso y con hidrocarburos asociados. Como modelo principal, se cita y analiza una manifestación de azufre en el subsuelo de la zona de Filo Morado (Pehuenches, Neuquén), el cual se extrapola para dos manifestaciones superficiales, una en el Cerro Partido (Picunches, Neuquén) y otra para el yacimiento Andalucía (Malargüe, Mendoza).

La presencia del azufre en Filo Morado fue relevada a partir de antecedentes de perforaciones exploratorias de hidrocarburos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales realizadas en la provincia del Neuquén. Los principales niveles prospectados, entre otros, fueron las formaciones Auquilco y Huitrín, donde se analizaron las descripciones de *cutting* y de testigos corona de los estratos sedimentarios involucrados.

Geología regional

La cuenca Neuquina fue una amplia cubeta de sedimentación durante el Jurásico y Cretácico (Digregorio 1972, Digregorio y Uliana 1980) que estuvo limitada en gran parte de su historia geológica por un arco magmático al oeste producto de un margen continental convergente, y al este por dos estructuras cratónicas, el Sistema de la Sierra Pintada al noreste y el Macizo Nordpatagónico al sureste (Fig. 1).

Sobre un basamento de edad paleozoica se inicia en el Triásico superior una espesa sucesión sedimentaria marino-continental con cierta ciclicidad en el arreglo interno de sus facies, que llega hasta el Terciario inferior, cuando la tectogénesis andina cenozoica aporta la configuración estructural actual a la cuenca.

Se dio forma a dos grandes regiones con estilos morfoestructurales definidos, el sector andino (occidental) donde la secuencia mesozoica fue fallada y plegada en estructuras complejas, y el sector

extraandino (oriental) donde la configuración estructural es simple, propia de un tectoambiente de plataforma de escasa movilidad, con arqueamientos anticlinales, flexiones y narices estructurales de poco relieve y con marcadas tendencias al idiomorfismo, producto de la dislocación de bloques en el subsuelo (Momburá y Uliana 1979, Digregorio y Uliana 1980).

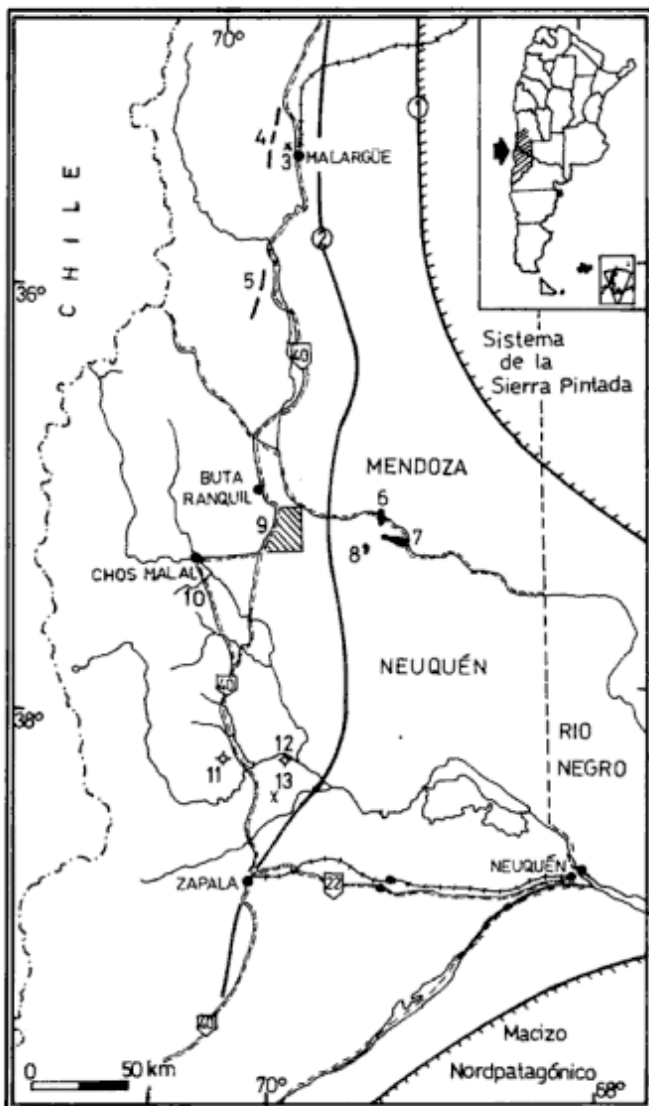


Figura 1: Mapa de ubicación. 1) Límite de la cuenca Neuquina. 2) Límite de la faja fallada y plegada. 3) Yacimiento de azufre Andaluca. 4) Faja diapírica al oeste de Malargüe. 5) Faja diapírica al este de la sierra Azul. (6,7,8) Yacimientos de hidrocarburos de Puesto Molina, Puesto Hernández y Chihuido de la Sierra Negra. 9) Zona de Filo Morado - Área de la Figura 2. 10) Arroyo Taquimilán - Ruta Nacional 40. 11) Sondeo Pilmatue. 12) Sondeo Quili Malal. 13) Manifestación de azufre del cerro Partido - Sierra de la Vaca Muerta.

Geología de la Formación Huitrín

La Formación Huitrín ha sido estudiada por numerosos autores, en este trabajo se adoptará el modelo estratigráfico secuencial propuesto por Legarreta y Boll (1982) para el sector mendocino de la cuenca, siendo extrapolado posteriormente por Legarreta *et al.* (1983) para el sector norte neuquino.

Sobre las pelitas calcáreas gris oscuras del Miembro Superior de la Formación Agrio, se halla el Miembro Chorreado, con una sección inferior de facies pelítica carbonática y una superior calcárea evaporítica (anhidrita). Continúa el Miembro Troncoso con una sección inferior clástica (areniscas y pelitas) con anhidrita y halita, y una sección superior que se compone de un importante paquete de evaporitas, anhidrita laminar y nodular aflorante y en subsuelo, y halita exclusivamente en subsuelo con delgadas intercalaciones de sales de potasio. Culmina la Formación Huitrín con el Miembro La Tosca de composición esencialmente carbonática. Continúa la Formación Rayoso con una sección inferior evaporítica (anhidrita y halita) y una superior clástica (areniscas y pelitas).

La anhidrita de las secciones superior del Miembro Chorreado e inferior del Miembro Troncoso, con reducidos espesores, se encuentran en posiciones internas de cuenca en el sur mendocino. La sección superior del Miembro Troncoso, que posee una amplia distribución areal en las provincias de Mendoza y Neuquén, se inicia con un manto anhidrítico de 8 a 30 m, e intercalaciones delgadas en el resto de la secuencia, aumentando en el tercio superior del miembro. Otro importante paquete anhidrítico se presenta en la sección evaporítica de la Formación Rayoso.

En determinadas áreas, vinculadas al frente de la faja plegada en la Cuenca Neuquina (Vásquez y Gorroño 1981), niveles estratigráficos del Grupo Rayoso, principalmente los evaporíticos, debido a su escasa competencia dentro de la secuencia sedimentaria global, dieron como respuesta al ser sometidos a presiones tectónicas, que actuaran como zonas de despegue inversas de bajo ángulo de láminas competentes que generaron estructuras anticlinales imbricadas. En ocasiones actuaron como zona de despegue inferior, como en la estructura de la Sierra Azul, en otras de despegue superior, como en la zona de Puesto Rojas, Cerro Mollar y Filo Morado, y fluyeron plásticamente hacia el frente tectónico, provocando importantes acumulaciones de sal y anhidrita en el frente, dependiendo del acortamiento cortical experimentado (Ploszkiewicz 1983, 1987, Ploszkiewicz y Viñes 1987, Idiart y Ferraris 1987, Ploszkiewicz y Gorroño 1988, Viñes 1989, entre otros).

Las evaporitas de la Formación Huitrín se habrían comportado como roca sello regional, entrapando hidrocarburos y evitando su migración a las formaciones suprayacentes. La ausencia de las mismas en el sector oriental de la cuenca habría favorecido el ascenso y degradación de los hidrocarburos (Uliana 1975 en Uliana *et al.* 1977). En la faja plegada los hidrocarburos se vinculan a estructuras anticlinales imbricadas subaflorantes (yacimientos de Puesto Rojas, Cerro Mollar, Puesto Adobe y Filo Morado), y en el ambiente de plataforma, en suaves estructuras monoclinales con estrampamiento estratigráfico (yacimientos de Puesto Molina, Desfiladero Bayo y Puesto Hernández).

Antecedentes de azufre nativo

Las manifestaciones (o potenciales) de azufre nativo vinculadas a evaporitas sulfáticas en la Cuenca Neuquina se agrupan en tres unidades litoestratigráficas: la Formación Tábanos o Yeso Inferior Doggeriano (Caloviano medio), la Formación Auquilco o Yeso Principal (Oxfordiano superior) y la Formación Huitrín o Yeso de Transición (Barremiano superior-Albiano inferior).

La Formación Tábanos se compone de yeso y calizas estromatolíticas con espesores que varían entre 20 y 80 m, integrando facies evaporíticas de centro de cuenca. En un pozo exploratorio de hidrocarburos en la zona de Pilmatue (Fig. 1), se presenta azufre nativo entre los 3014 a 3036 m de profundidad, en niveles que forman parte de la Formación Tábanos. El azufre es de color verde amarillento y rellena pequeñas oquedades y venas de la roca de caja, que es yeso, anhidrita y calcáreo con algo de arcilita de tono grisáceo o gris oscuro. La presencia de fuerte alteración hidrotermal en areniscas cercanas permite inferir el mismo origen para el azufre (Gabriele 1987).

La Formación Auquilco se compone básicamente de yeso y anhidrita nodular y laminar blancos, calizas y limonitas subordinadas, con espesores de hasta 400 m, integrando facies evaporíticas de centro de cuenca.

En esta unidad se han postulado dos hipótesis para la presencia de azufre nativo a partir de la alteración de la potente secuencia de anhidrita y yeso: (a) por acción hidrotermal (Holmberg 1957) y (b) por acción de bacterias anaerobias reductoras de sulfatos (Soto 1986).

En varias localidades comprendidas en las hojas geológicas de Chachahuen y Buta Ranquil (Homberg 1957, 1962, 1976) se cita la presencia de aguas sulfurosas que depositaron azufre coloidal en terre-

nos suprayacentes al yeso de la Formación Auquilco y cuya génesis se vinculó al vulcanismo. No se descarta la posibilidad de un origen en la descomposición del yeso de la Formación Auquilco o de la Formación Huitrín, aunque estos terrenos se encuentren a gran profundidad, porque el azufre puede haber ascendido o sido arrastrado a esos horizontes por aguas ascendentes. Las emanaciones gaseosas y depósitos de azufre de mayor importancia que cita Holmberg se sitúan en Laguna Blanca, al sureste de Chihuío de Tril, y están asociados a terrenos de la Formación Agrio (Holmberg 1957).

Soto (1986) analizó los elementos esenciales (sulfatos, hidrocarburos, etc.) para la presencia de depósitos de azufre nativo bioepigenético, señalando los indicios a seguir para su exploración.

La Formación Huitrín, con espesores de hasta 250 m, se compone de calcáreos, clásticos (areniscas y pelitas) y evaporitas (anhidrita, halita, etc.). Se han localizado tres manifestaciones de azufre nativo asociado a estratos sedimentarios de yeso-anhidrita: Filo Morado (Neuquén), Cerro Partido (Neuquén) y Yacimiento Andalucía (Mendoza), los cuales van a ser tratados a continuación (Fig. 1).

Conversión biogénica del azufre

En cuencas con hidrocarburos se han señalado dos estilos de depósito de azufre nativo: depósitos en casquetes rocosos (*cap-rock*) de domos salinos (Thode *et al.* 1954, Jones *et al.* 1956, Feely y Kulp 1957, Davis y Kirkland 1979) y depósitos estratoligados en evaporitas estratificadas (Davis y Kirkland 1970, 1979, Al-Sawaf 1977, Barker *et al.* 1979, Pawlowsky *et al.* 1979), que muestran una gran similitud en composición, yacencia y génesis (Bondelos y Nelson 1979). Una detallada síntesis de las investigaciones sobre depósitos bioepigenéticos puede hallarse en Davis y Kirkland (1979) y Ruckmick *et al.* (1979).

Los depósitos de azufre provienen de la conversión biogénica por bacterias anaerobias, post-sedimentaria, de anhidrita o yeso, sulfuro de hidrógeno, siendo éste posteriormente oxidado a azufre nativo.

Las bacterias especializadas en reducir sulfatos y producir sulfídrico pertenecen a los géneros *Desulfovibrio* y *Desulfotomaculum*. En el primer género, es citado en especial *Desulfovibrio desulfuricans*. Dentro del género restante, se mencionan las especies *Desulfotomaculum orientis* y *Desulfotomaculum nigrificans*.

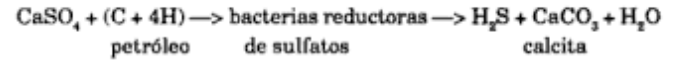
Las bacterias reductoras de sulfatos requieren para crecer ciertas condiciones esenciales de nutrientes, salinidad, temperatura, pH, Eh, etc. (véase Postgate

1959, 1965, 1975, ZoBell 1963, Campbell y Postgate 1965, Orr 1974, Campbell 1975, entre otros). Las bacterias utilizan al azufre de los sulfatos como aceptor de electrones (o hidrógeno), en reemplazo de la función bioquímica del oxígeno en los organismos aerobios, y obtienen la energía necesaria para su ciclo vital, oxidando compuestos orgánicos de bajo peso molecular, solubles en agua, con hidrógeno fácilmente activado. Cuando la fuente energética es petróleo, es posible que lo hagan con la colaboración de microorganismos simbiotes, que le degraden los hidrocarburos a sustancias menos complejas (Goldhaber y Kaplan 1974 en Orr 1974), siendo los productos metabólicos finales CO_2 , H_2O y H_2S .

El CO_2 hidratado reacciona con los iones Ca^{++} provenientes del CaSO_4 , precipitando calcita microcristalina en los lugares donde antes estaba la anhidrita

o el yeso, en ocasiones conservando sus estructuras primarias.

La fórmula síntesis de los procesos según Davis y Kirkland (1970) es:



Para la oxidación incompleta del H_2S a azufre nativo, se han planteado varias hipótesis, en general ambientes aerobios con oxígeno libre o con aguas subterráneas oxigenadas (Feely y Kulp 1977 a pesar de no suscribirse, Davis y Kirkland 1970, 1979, Al-Sawaf 1977, Pawlowsky *et al.* 1979, Barker *et al.* 1979), proceso en el que puede intervenir la bacteria oxidante *Thiobacillus thioparus* (Ivanov 1968 en Davis y Kirkland 1970).

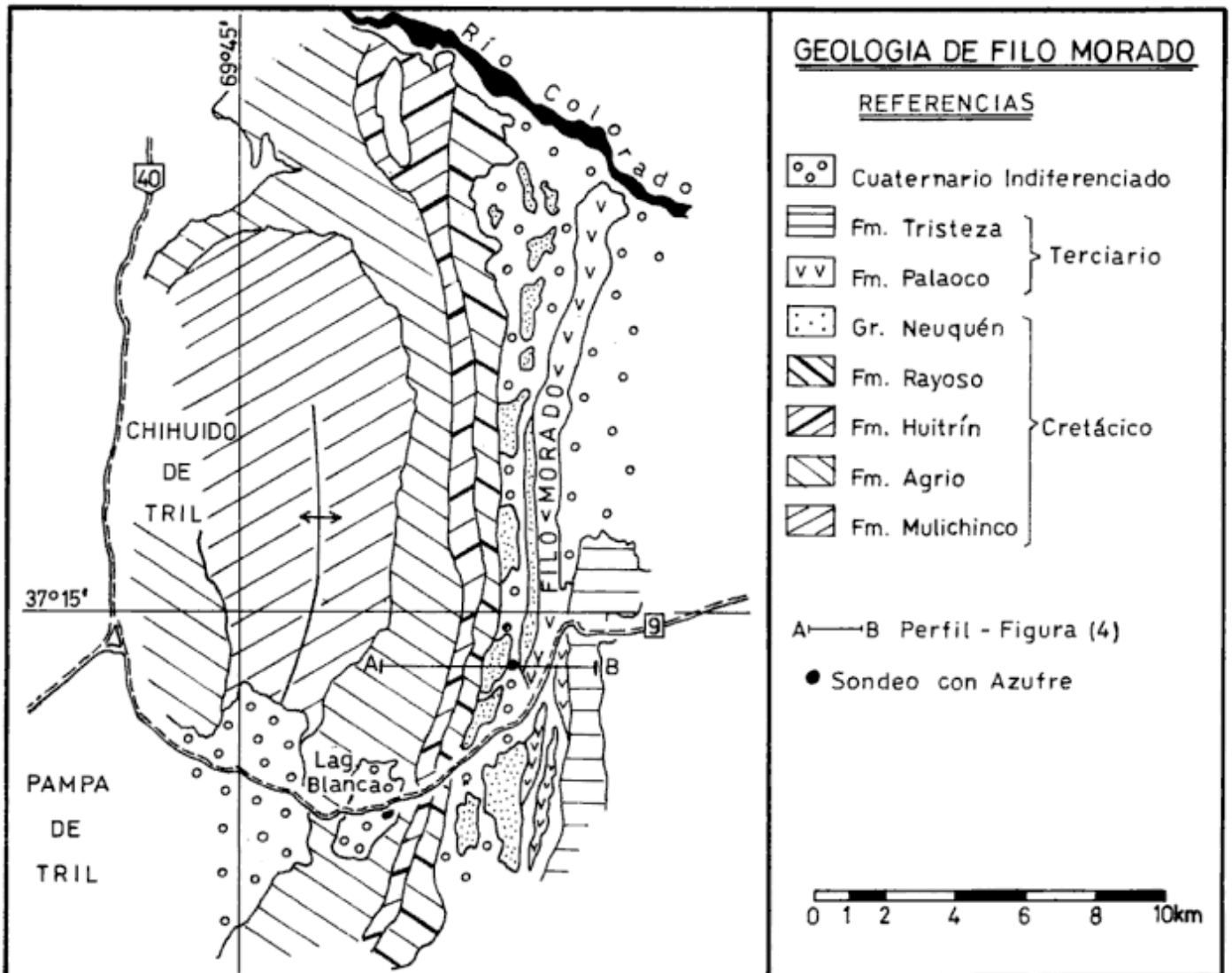


Figura 2: Mapa geológico del área de Filo Morado (modificado de Holmberg 1975).

Otras hipótesis han postulado mecanismos anaerobios, p.ej., la oxidación a través de altas concentraciones de H_2S y polisulfuros disueltos en agua (Davis y Kirkland 1970, Ruckmick *et al.* 1979), y la oxidación de H_2S a azufre elemental por iones SO_4 (Jones *et al.* 1956, Feely y Kulp 1957). Esta última hipótesis, elaborada para depósitos en casquetes rocosos en domos salinos, no pudo ser reproducida en experimentos a 70 °C, ni termodinámicamente en condiciones típicas de un domo salino (Davis *et al.* 1970).

En resumen, para la existencia de yacimientos de azufre de reemplazo bioepigenético en yeso o anhidrita, deben darse varios requisitos esenciales: (a) presencia de potentes bancos de sulfatos, sea anhidrita o yeso, (b) presencia de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos, infrayacentes a las evaporitas (no es necesario que sean económicamente explotables), (c) que la roca esté fallada y diaclasada a efectos de permitir una comunicación entre los hidrocarburos y el yeso a los cuales se suma el agua como elemento movilizador y comunicante, y (d) existencia de una trampa estratigráfica o estructural para evitar la dispersión del H_2S a niveles superiores y lograr su concentración.

Manifestación de Filo Morado

Centralizaremos nuestro análisis en la zona de Filo Morado, situada a 50 km al este-noreste de Chos Malal, a la cual se accede a través de la ruta nacional 40 hasta la zona de Auquilco y por la ruta provincial 8 hasta Filo Morado (Figs. 1 y 2).

El sondeo mineralizado con azufre nativo forma parte de los realizados para explorar el yacimiento de hidrocarburos de Filo Morado. Este yacimiento, que fue ampliamente caracterizado por Zummel *et al.* (1989), posee un entrapamiento de tipo estructural, es un anticlinal estrecho de eje aproximado norte sur, cuyos flancos se van comprimiendo en profundidad, encontrándose el occidental afectado por fallamiento inverso, de rumbo norte sur con plano buzando al oeste (Fig. 4).

El sondeo de interés intersecta la estructura subaflorante en su flanco occidental, presentándose el azufre discontinuamente como trazas en el cutting, entre los 1130 a 1170 m de profundidad, en una roca de caja compuesta por calizas castaño blanquecinas, micríticas, en parte arcillosas, con bancos de anhidrita y halita (éste subordinado), asociándose abundantes agregados cristalinos de dolomita y trazas de calcita (Fig. 3).

Este conjunto rocoso forma parte de los términos más altos de la sección superior del Miembro Troncoso, que en el sondeo se desarrolla con un espesor anormalmente elevado de evaporitas, sumamente craqueladas y con alto grado de disturbación, espesor mayor que el de los afloramientos al oeste y que el de los nuevos sondeos al sureste, que evidenciaron estar aún más disminuidos que los aflorantes (Viñes 1989).

Esta acumulación de evaporitas es el resultado de la fluencia de las mismas hacia el frente tectónico, produciendo un desacople entre la estructura aflorante que no evidencia disarmonía estratigráfica entre el núcleo del anticlinal Pampa de Tril hasta el sinclinal de Huantraico, y la estructura de subsuelo de Filo Morado, producto de las estructuras tectocinéticas descritas (Ploszkiewicz 1983, 1987, Ploszkiewicz y Viñes 1987, Viñes 1989) (Figs. 2 y 4).

El azufre se manifiesta con formas redondeadas, de color amarillo brillante, liviano y sumamente frágil. Se han diferenciado dos tipos de componentes individuales: (a) como gránulos cristalinos, translúcidos, con fractura irregular y brillo graso y (b) recortes compuestos por agregados microcristalinos aciculares paralelos, los cuales al ser atacados con HCl (en frío) se desagregaban con una suave efervescencia, indicando la presencia de $CaCO_3$ como ligante de las mismas.

El objetivo petrolero de la estructura lo constituyen numerosos niveles, los principales son las secciones inferior del Miembro Troncoso e inferior del Miembro Chorreado entrapados por la anhidrita basal de la sección superior del Miembro Troncoso, la Arenisca Avilé (Formación Agrío) y la Formación Mulichinco; también se evidenciaron hidrocarburos en los Miembros Inferior y Superior de la Formación Agrío (Zummel *et al.* 1989). En tramos de la Formación Rayoso fueron registradas en el cutting trazas de asphaltitas que posiblemente sean el producto del ascenso (?) de hidrocarburos a niveles superiores de los reservorios mencionados (Gabriele 1987).

La roca madre de los hidrocarburos en el sector andino, evidenciada por la presencia de rocas euxínicas, se presentan casi en la totalidad del Grupo Mendoza (Uliana *et al.* 1977), donde se destacan las Formaciones Agrío y Vaca Muerta. Considerando esta última, por su mayor edad geológica, y en base a su historia térmica y de soterramiento, la generación y expulsión de los hidrocarburos se habría producido en el Cretácico superior (Del Vo y Pando 1987). A partir de entonces el contacto entre los sulfatos de la Formación Huitrín y los hidrocarburos, podría haber sucedido antes de formarse la estructura de Filo Morado. No obstante, ésta fue necesaria para crear las condiciones geológicas favorables, con altos espe-

sores de evaporitas (sumamente craqueladas y brechadas) y una trampa impermeable que detenga al H₂S para ser oxidado.

Un requisito fundamental es que el petróleo que se pone en comunicación con los sulfatos debe tener sus miscelios totalmente dispersos en agua, ya que una alta concentración de hidrocarburos provoca una baja a nula actividad metabólica de las bacterias reductoras de sulfatos (Ruckmick *et al.* 1979). En general, dada la cercanía a la superficie de los yacimientos, se han planteado eficientes sistemas hidrodinámicos del medio bioquímico con aguas subterráneas meteóricas,

portadoras(?) de las bacterias en acuíferos confinados (véase Davis y Kirkland 1970, Ruckmick *et al.* 1979, entre otros).

Si bien este tipo de estructuras duplex se caracterizan por ser menos susceptibles a la invasión y al lavado por aguas meteóricas (Mitra 1986), durante los procesos de apilamiento estructural descriptos, a través de las numerosas fallas y fracturas originadas en las rampas de sobrecorrimiento, se provocaría una intensa circulación de aguas meteóricas (Pratsh 1985), que lavarían al cloruro de sodio de las evaporitas, aumentando el concentrado anhidrítico, además de movilizar

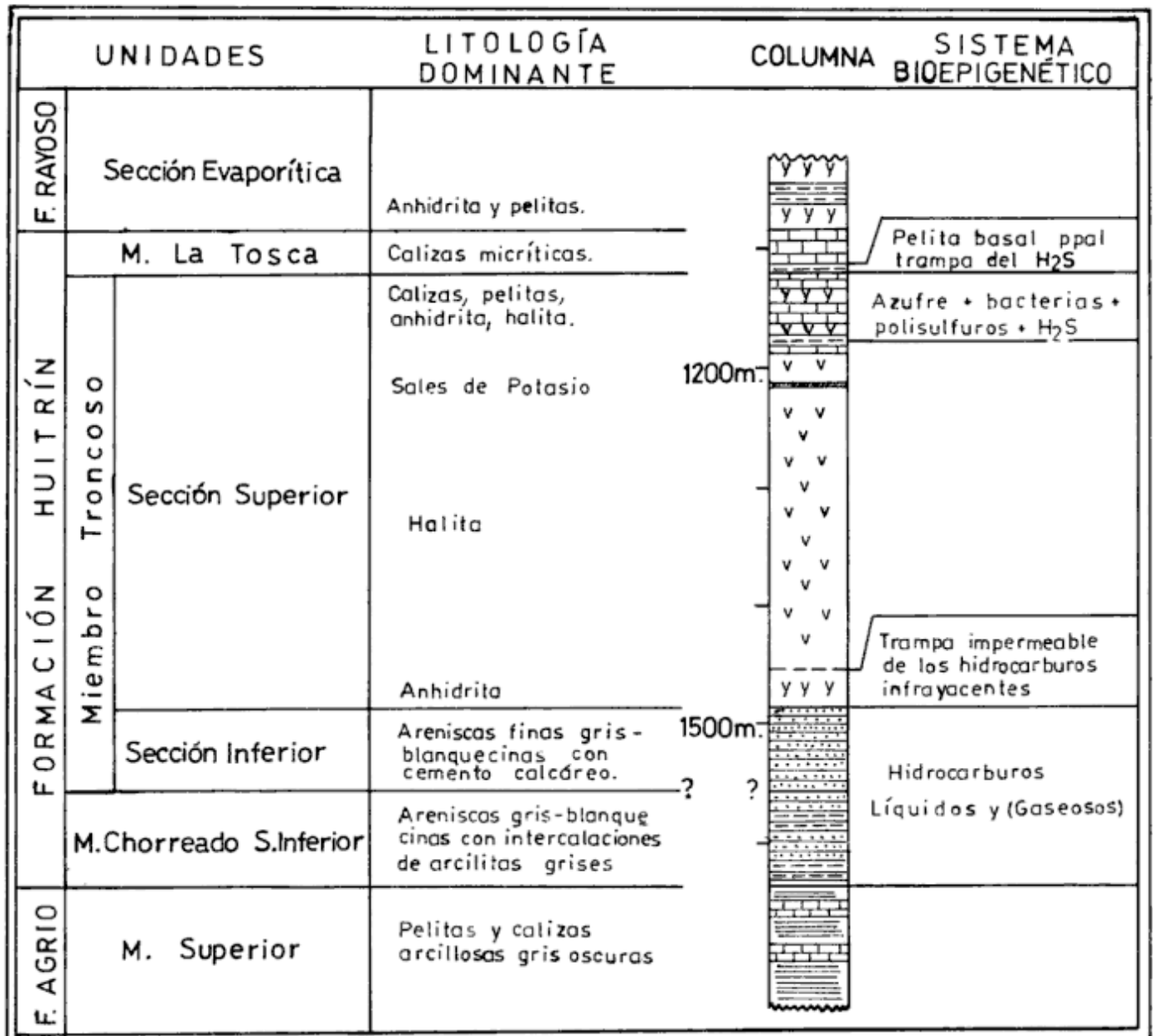


Figura 3: Columna litológica de la Formación Huitrín con los componentes del sistema bioepigenético en el sondeo con azufre nativo.

los miscelios de los hidrocarburos, que al unirse con los sulfatos acumulados, formaría el umbral geoquímico para la actividad bacterial.

Los posibles acuíferos actuantes en Filo Morado por sus características hidrológicas podrían ser: la Arenisca Avilé (Formación Agrío), las areniscas de la base de la Formación Huitrín e inclusive a los niveles evaporíticos de esta formación que al estar muy perturbados tectónicamente se vería facilitada su disolución, adquiriendo una permeabilidad secundaria.

Las condiciones climáticas de semiaridez con precipitaciones menores a los 200 mm anuales sería el principal condicionante en la recarga de los acuíferos, más un limitante adicional dado por el área generatriz de la recarga que no presenta una superficie significativa como para favorecerla.

Al no tener la estructura una expresión superficial, el agua contenida en los acuíferos profundos va a tener una descarga dificultosa, con una velocidad de escurrimiento muy lenta. Si bien el agua de estos acuíferos confinados contribuiría en la movilización y comunicación de las partes conformantes del sistema, le quitaría cierta efectividad al esquema. Entonces habría que tener en cuenta el tiempo geológico y la posible colaboración de un flujo de agua regional (Fig. 4), que tendría una dirección de escurrimiento hacia el este, y que al ponerse en contacto con las evaporitas de la escama plegada ascendería hacia el sector con evaporitas acumuladas que actuaría como zona de descarga de presiones arrastrando el agua hidrocarburos líquidos y gaseosos.

Si la estructura tectocinética continúa al norte, es posible que en la zona del río Colorado pueda mejorar la recarga a expensas del acuífero formado en el subálveo del río.

De los requerimientos ambientales que necesitan las bacterias reductoras de sulfatos, la temperatura resultaría ser el parámetro que pondría límite en profundidad para la actividad bacterial y que está dado por el gradiente geotérmico de cada área en particular (Orr 1974). Se considera que el gradiente ha permanecido constante desde la estabilización de la estructura de Filo Morado hasta nuestros días.

A partir de la temperatura máxima registrada del fondo del sondeo en cuestión, se estimó la del sector mineralizado en 44-45° C, que podría considerarse intermedia de la potencial extensión vertical con reacciones bioquímicas. A menores temperaturas actuarán las bacterias *Desulfovibrio desulfuricans* y *Desulfotomaculum orientis*, y a mayor temperatura, la bacteria termófila *Desulfotomaculum nigrificans* con límite superior de crecimiento de 70° C.

El entrapamiento del H₂S en Filo Morado para evitar su fuga del sistema, estaría dado por delgadas intercalaciones pelíticas en la zona mineralizada, siendo el principal nivel las pelitas suprayacentes al azufre en la base del Miembro La Tosca, que se presenta con un espesor aproximado de 5 m (Fig. 3).

Es difícil explicar la oxidación incompleta del H₂S a azufre nativo a la profundidad de las manifestaciones, por las hipótesis que plantean un ambiente aerobio, aunque sea con limitado oxígeno libre.

En un ambiente anaerobio como el señalado por Davis y Kirkland (1970) y Ruckmick *et al.* (1979) con altas concentraciones de H₂S y polisulfuros disueltos en agua, se produce la precipitación de dos generaciones distintas de azufre y calcita: 1° un intercrecimiento de azufre microcristalino o coloidal y calcita gris densa, y 2° por recristalización o precipitación secundaria, cristales grandes de azufre y calcita blanca. En Filo Morado, podríamos inferir como de primera generación a las calizas masivas y al azufre fibroso microcristalino y como de segunda generación al azufre cristalino translúcido que respondería a un tamaño de grano mayor, asociados a cristales de dolomita y calcita.

Cercano a la base de las manifestaciones, el barro de perforación que traía el *cutting* a la superficie, surgía con un color amarillo intenso, que se perdía al lavarse la muestra. Se infiere es producto de los polisulfuros, ya que el azufre nativo es insoluble en agua, mientras que los polisulfuros son altamente solubles y forman soluciones de coloración verde amarillenta, como se habría evidenciado en perforaciones de zonas con yacimientos de azufre en Texas, Estados Unidos (Davis y Kirkland 1970).

Las exhalaciones gaseosas sulfurosas de Laguna Blanca podrían ser consideradas como producidas en profundidad a partir de las reacciones bioquímicas descritas, ascendiendo a través de fisuras, diaclasas, etc. (por la intensa deformación tectónica) y su oxidación incompleta en superficie a azufre nativo.

La imposibilidad de tener testigos corona no permitió conocer detalles sobre la vinculación del azufre con la roca de caja (lo que nos aportaría datos precisos sobre su génesis y el estado evolutivo del proceso biogénico); ni realizar análisis químicos para cuantificar el contenido de azufre. Tampoco se lo pudo estimar a partir de técnicas geofísicas indirectas, por poseer el sondeo en la zona de interés un diámetro mucho mayor que el de perforación, lo que motivó un enmascaramiento de la información recogida por los mismos.

Esta hipótesis se ha diagramado en la Fig. 4.

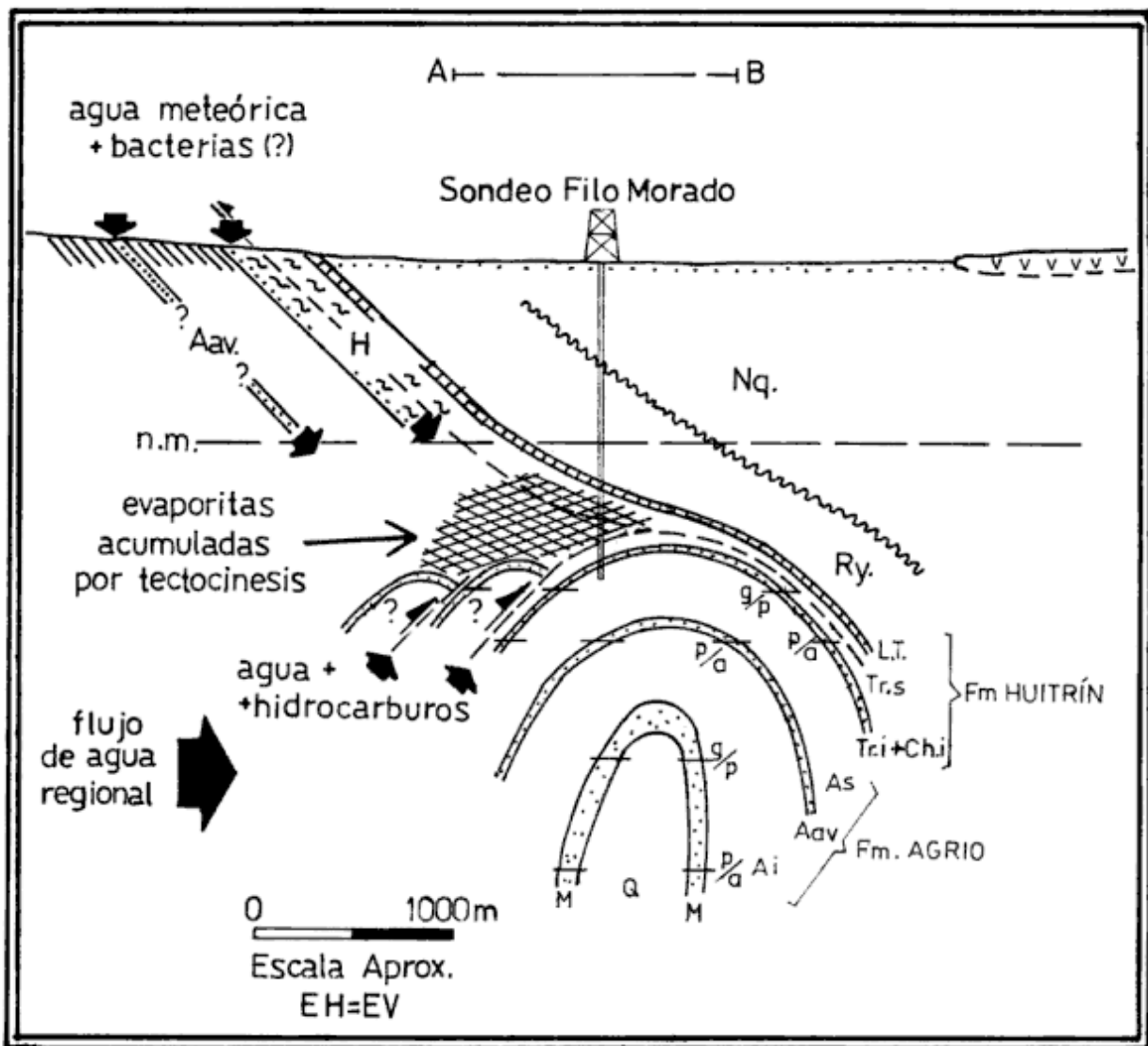


Figura 4: Esquema geológico en Filo Morado (basado en Ploszkiewicz 1987, Viñes 1987 y Zummel *et al.* 1989) con los posibles componentes del sistema bioepigenético. Parcialmente fuera de escala. Referencias: Nq: Grupo Neuquén. Ry: Formación Rayoso. H: Formación Huitrín. L.T.: Miembro La Tosca. Tr.s: Miembro Troncoso sección inferior más Chorreado sección inferior. A: Formación Agrio. As: Miembro Superior. Aav: Miembro o Arenisca Avilé. Ai: Miembro Inferior. M: Formación Mulichinco. Q: Formación Quintuco.

Extrapolación del Modelo Genético

En las regiones con afloramientos de fajas diapíricas con notables engrosamientos de espesor de las evaporitas sulfáticas de la Formación Huitrín, se podrían realizar relevamientos geológicos y eventuales muestreos, poniendo énfasis en aquellas áreas que presentan:

- manifestaciones de azufre nativo: p.ej. en Cerro Partido y Yacimiento Andalucía.
- manantiales de agua con sulfídrico, reconocibles por su olor: p. ej., zona de Taquimilán.
- manantiales de agua con polisulfuros, identificables por su color verde amarillento.

Estas consideraciones podrían también ser extrapoladas a otras unidades como ser las Formaciones Auquílco y Rayoso.

Yacimiento Andalucía

El yacimiento Andalucía se localiza en la lomada Barda Blanca, unos 10 km al noroeste de la ciudad de Malargüe, donde en la década del '50 se realizaron pequeñas exploraciones (Fig.1).

El azufre se presenta relleno de pequeñas grietas e irregularidades del yeso de la Formación Huitrín, es de tamaño de grano individual de 1 a 5 mm y suele estar asociado con yeso secundario. El espesor aproxi-

mado de la mineralización es de 3 m (mínimo) y una longitud en forma discontinua de hasta 600 m. Los afloramientos con un espesor de los bancos de 40 a 50 m tienen rumbo meridiano y una inclinación de 15° hacia el oeste (Salinas y Pendola 1959). Estos autores atribuyeron su origen a acciones póstumas del vulcanismo por vapores cargados de H_2S y SO_2 , no descartando la reducción del yeso por las mismas emanaciones gaseosas.

Las sedimentitas de la Formación Huitrín forman parte del limbo occidental del anticlinal de Malargüe, que constituye el límite oriental de la faja plegada en esta zona (Ploszkiewicz y Gorroño 1988). Al oeste de estos afloramientos posiblemente conectados en profundidad, se presenta la mayor fluencia plástica de evaporitas producidas por tectocinesis, formando una faja de afloramientos diapíricos con espesores de la Formación Huitrín que alcanzan los 1000 a 1400 m siendo los normales de 100 m (Ploszkiewicz y Gorroño 1988).

En vinculación a estas estructuras tectocinéticas, se presentan los yacimientos de hidrocarburos de Puesto Rojas, Cerro Mollar y Puesto Adobe, donde los principales niveles productivos, por ejemplo en Puesto Rojas, son el Miembro Chachao (Formación Quintuco), Formación Agrio y Formación Huitrín (Uliana *et al.* 1977), siendo este último nivel de suma importancia para crear el ambiente geoquímico óptimo donde se desarrollen los procesos bioquímicos de las bacterias anaerobias reductoras de sulfatos.

Si el H_2S de la acción bacteriana no es retenido por una roca sello impermeable escapará del sistema y puede llegar a ámbitos aerobios en cercanías de la superficie. Al contactarse por ejemplo con aguas subterráneas que porten oxígeno libre disuelto, se inestabiliza y precipita azufre elemental, es posible que actúe la bacteria oxidante *Thiobacillus thioparus*. Incluso el proceso puede no terminar en la deposición de azufre nativo y ser lavado por la misma bacteria o por *Thiobacillus thiooxidans* (Ivanov 1968 en Davis y Kirkland 1979, Al-Sawaf 1977, Pawlowsky *et al.* 1979) y de esta manera continuar la oxidación a sulfatos, precipitando yeso secundario (variedad selenita) como se ha señalado en este yacimiento (Salinas y Pendola 1959) y en los polacos (Pawlowsky *et al.* 1979).

Manifestaciones de Cerro Partido

En el Cerro Partido a 35 km al noreste de la ciudad de Zapala se localizan manifestaciones de azufre nativo que fueron explotadas a principios de siglo, estando actualmente abandonadas.

La roca de caja es anhidrita laminada, compuesta por láminas de anhidrita blanca transparente y calcáreo algal pardo y una zona alterada de ésta, formada por una mezcla de sulfato de calcio y calcáreo, por lo cual a través de superficies ásperas y sinuosas, se ponen en contacto yeso secundario y azufre nativo criptocristalino (Catalano 1926). Se consideró al azufre y a parte del yeso como epigenético al banco sedimentario habiendo sido formado por "acción neumatogénica de vapores acuosos con un contenido de H_2S " (Catalano 1926:11). Se mencionó también la posibilidad de un origen a través de la acción de bacterias reductoras de sulfatos (Brodtkorb *et al.* 1975).

Si bien el área se sitúa en el borde de la faja plegada Neuquina y se presenta sumamente tectonizada, al presente no se han señalado aumentos excepcionales de las evaporitas de la Formación Huitrín motivadas por estructuras tectocinéticas, posiblemente por los niveles tan bajos estratigráficamente alcanzados por la erosión.

Tampoco se han hallado reservorios de hidrocarburos. A 15 km al norte de las manifestaciones, en la zona de Quili Malal, en profundidad hay rastros de hidrocarburos pesados (asfaltitas) en combinación con niveles yesosos de la Formación Huitrín (Gabriele 1987). En esta zona la Formación Vaca Muerta se encontraría en "un avanzado grado de madurez, correspondiente a la zona de gas húmedo y condensado, disminuyendo su madurez hacia el oeste entrando en la zona de generación de petróleo con un potencial oleogénico pobre a regular" (Del Vo y Pando 1987:278).

Si inferimos que en profundidad hay un contacto entre los bancos de yeso-anhidrita e hidrocarburos líquidos y/o gaseosos y a su vez que estén comunicados hidrodinámicamente, tendremos los elementos esenciales para que se pueda desarrollar el ciclo vital de las bacterias reductoras de sulfatos.

Como en el yacimiento Andalucía, en este caso se considera que las manifestaciones de azufre corresponderían a reacciones bioquímicas producidas en profundidad, donde el H_2S , al llegar a la superficie o en cercanías de ella, sería oxidado a azufre nativo e inclusive hasta la depositación de yeso cristalino.

Es posible también el proceso señalado por Catalano (1926), ya que de la oxidación del H_2S por oxígeno libre o por bacterias, hay producción directa o indirecta de azufre nativo y también de SO_2 , H_2SO_3 y H_2SO_4 , que pueden atacar al calcáreo micrítico intercalado con láminas anhidríticas de la Formación Huitrín y depositar primero yeso y posteriormente azufre nativo, donde sólo variaría la fuente del H_2S , que sería en este caso biogénica.

Zona de Taquimilán

En la zona del Arroyo Taquimilán, antes de su intersección con la ruta nacional 40, tenemos una posible combinación de sulfatos, sulfídricos e hidrocarburos.

El banco anhidrítico de la sección superior del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín aflora en varios sectores formando partes de limbos de apretados sinclinales de ejes submeridianos. El H_2S fue identificado por su característico olor en el agua de perforaciones algo profundas que fueron realizadas al noreste de la localidad de Taquimilán (Salgado 1986). Hidrocarburos se presentan en terrenos infrayacentes al nivel anhidrítico, donde en una cantera de bloques de la sección inferior del Miembro Chorreado, hay afloramientos de hidrocarburos frescos que manan de delgadísimas fisuras normales a la estratificación (Gutiérrez Pleimling 1991).

De esta forma, tenemos tres elementos que apuntarían a la posibilidad de la formación de azufre nativo en profundidad a partir de una génesis biogénica postsedimentaria.

Otras unidades geológicas

En las Formaciones Rayoso (sección evaporítica) y Auquilco, con altos espesores de yeso y anhidrita, es factible que se produzca el proceso bioepigenético de formación de azufre nativo. La Formación Rayoso, no obstante la cercanía a la superficie de sus evaporitas y su vinculación a estructuras tectocinéticas, no se han hallado al presente ni evidencias, ni manifestaciones de azufre nativo. La Formación Auquilco, a excepción de las zonas cercanas a los afloramientos, generalmente se encuentra a profundidades mayores a los 2000 m.

Relaciones isotópicas del azufre y carbono

Para confirmar el origen biogénico del azufre nativo, yeso secundario y calizas asociadas en las manifestaciones mencionadas, se deberían realizar análisis isotópicos de las relaciones S^{32}/S^{34} y del C^{12}/C^{13} .

El proceso bioquímico provoca un fraccionamiento isotópico con un enriquecimiento relativo del isótopo liviano S^{32} en el H_2S y en el azufre nativo, y del S^{34} en la anhidrita residual. Además se observa que los valores del isótopo C^{12} son semejantes en la calcita y el petróleo asociados al azufre y que a su vez son mayores al de las calizas marinas, señalando que el carbono de la calcita proviene de los hidrocarburos

(Thode *et al.* 1954, Feely y Kulp 1957, Davis y Kirkland 1970, Al-Sawaf 1977, entre otros).

Existen otros yacimientos biogénicos, que son los singenéticos, donde la reducción de iones sulfatos por bacterias anaerobias y la oxidación del sulfídrico a azufre nativo se produce en cuerpos de agua estancos marinos y/o lacustres, contemporáneamente con la sedimentación química, por lo que la composición isotópica de ambos tipos de yacimientos es similar, en consecuencia su diferenciación debe basarse en la reconstrucción de la historia geológica de sus rocas de caja (Davis y Kirkland 1979). Debe tenerse en cuenta que la presencia de petróleo en los depósitos de azufre en evaporitas, es un indicador casi excluyente del origen bioepigenético del azufre.

Yacimientos biosingenéticos serían los situados en los Cis-Cárpatos según Ivanov (1968 en Davis y Kirkland 1979) y los de Sicilia en Italia según Dessau *et al.* (1962), no obstante, los mismos han sido considerados también bioepigenéticos por Pawloski *et al.* (1979) y Ruckmick *et al.* (1979) respectivamente.

Conclusiones

Se presenta una nueva manifestación de azufre nativo en el subsuelo de Filo Morado en el norte neuquino. El azufre se encuentra vinculado a estratos evaporíticos de la sección superior del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín.

La asociación del azufre a estratos anhidríticos (proveedores de iones sulfatos) e hidrocarburos livianos infrayacentes, permite inferir una acción bacterial anaerobia postsedimentaria sobre los sulfatos reduciéndolos a H_2S , siendo oxidado el H_2S a azufre nativo en profundidad, en condiciones anaerobias a partir de la reacción de H_2S con polisulfuros evidenciado por el ascenso a superficie de posibles polisulfuros.

La sección superior del Miembro Troncoso encuentra aumentado su espesor debido a que actuó como zona de despegue de estructuras duplex, acumulándose en el frente tectónico y asociándose a trampas de hidrocarburos.

Este esquema de estructuras tectocinéticas e hidrocarburos se repite en otras áreas del frente de la faja fallada y plegada de la cuenca Neuquina, p.ej., región occidental de Malargüe (Puesto Rojas, etc.), región oriental de la Sierra Azul, etc.; por lo cual se la puede tomar como modelo y extrapolar para inferir la existencia de azufre.

Por ejemplo en las manifestaciones superficiales de Cerro Partido y del yacimiento Andalucía, la asociación de azufre nativo a sulfatos e inferida de hidrocarburos, permite suponer un origen biogénico para el

H₂S en profundidad, con la posterior oxidación del mismo a azufre elemental en cercanías de la superficie. En la zona del Arroyo Taquimilán y ruta nacional 40, se tiene la combinación de sulfatos, sulfídrico e hidrocarburos, que señalaría la posible acción bacteriana en profundidad con la formación de azufre nativo bioepigenético.

Agradecimientos

Se desea expresar el agradecimiento a las autoridades de la Secretaría de Estado del COPADE del Neuquén, el haber permitido extraer datos del informe inédito realizado para esa Secretaría en el año 1987, y a las autoridades de la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Plaza Huincul (Campamento Uno) por haber permitido utilizar el material obrante en su archivo y al personal profesional y técnico por la excelente predisposición de trabajo. A C. A. Barrio, S. Del Vo, H. H. García, J. A. Ghebard, J. M. Sala y E. F. Viñes por la colaboración brindada.

A Raúl Gorroño y Milka K. de Brodtkorb por la lectura crítica del manuscrito y las oportunas sugerencias realizadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Al-Sawaf, F. D. S., 1977. Sulfate reduction and sulfur deposition in the Lower Fars Formation, Northern Iraq. *Economic Geology*, 72:608-618.
- Barker, J. M., Cochran D. E. y Semrad R., 1979. Economic geology of the Mishraq native sulfur deposit, Northern Iraq. *Economic Geology*, 74(72):484-495.
- Bondelos, A. J. y Nelson C. P., 1979. Sulfur. *Economic Geology*, 74(2):459-461.
- Brodtkorb, M. K. de, Ramos V. y Ametrano S., 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén, Argentina. Actas 2º Congreso Iberoamericano de geología Económica, 2:145-168. Buenos Aires.
- Campbell, L. L., 1975. Genus IV. Desulfotomaculum. En Buchanan, R. E. y Gibbons, N. E. (Eds): *Bergey's Manual of Determinative Bacteriology*. Eighth Edition (reprinted). pp.572-573. The Williams et Wilkins Company. Baltimore.
- Campbell, L. L. y Postgate, J. R., 1965. Classification of the spore-forming sulfate-reducing bacteria. *Bacteriological Reviews*, 29(3):359-363.
- Catalano, L. R., 1926. Sobre el contenido de azufre en el Yeso de Transición, de la Sierra de Vaca Muerta entre el Arroyo Covunco y Las Lajas. *Reseña de Geología Química*. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, 17:1-11.
- Davis, J. B. y Kirkland, D. W., 1970. Native sulfur deposition in the Castile Formation, Culberson County, Texas. *Economic Geology*, 65:107-121.
- Davis, J. B. y Kirkland, D. W., 1979. Bioepigenetic sulfur deposits. *Economic Geology*, 74(2):462-468.
- Davis, J. B., Stanley, J. P., Custard, H. C., 1970. Evidence against oxidation of hydrogen sulfide by sulfate ions to produce elemental sulfur in salt domes. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 54(12):2444-2447.
- Del Vo, S. G. y Pando, G. A., 1987. Generación de hidrocarburos, historia térmica y posibilidades de entrapamiento en la faja plegada de Neuquén, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 2:277-280. Buenos Aires.
- Dessau, G., Jensen, M. L. y Nakai, N., 1962. Geology and isotopic studies of Sicilian sulfur deposits. *Economic Geology*, 57:410-438.
- Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*. pp.439-505. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 2:955-1032. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Feely, H. W. y Kulp, J. K., 1957. Origin of Gulf Coast Salt-Dome sulphur deposits. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 41 (8): 1802-1853.
- Gabriele, N. A., 1987. Información básica de manifestaciones de sales de potasio, fosforita y azufre. Informe Consejo de Planificación y Acción para el Desarrollo (COPADE). Neuquén. 54 p. (inédito).
- Gutiérrez Pleimling, A. R., 1991. Estratigrafía de la Formación Huitrín: Un estudio puntual sobre la ruta nacional 40, provincia del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3º Ep., 8(27): 85-100.
- Holmberg, E., 1957. Posibilidades teóricas sobre la localización de yacimientos de azufre en el Yeso Principal, provincia del Neuquén. *Boletín Dirección Nacional de Geología*. 2(13): 11-15.
- Holmberg, E., 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d, Chachahuen. Provincias de Mendoza y Neuquén. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*, 91:1-72.
- Holmberg, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil. Provincia del Neuquén. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 152:1-91.
- Idiart, J. C. y Ferraris, O. R., 1987. Tecnogénesis salina en la faja fallada-plegada del sur mendocino, República Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 1:173-176. Buenos Aires.
- Jones, G. E., Starkey, R. L., Feely, H. W. y Kulp, J. L., 1956. Biological origin of native sulfur in salt domes of Texas and Louisiana. *Science*, 123:1124-1125.
- Legarreta, L. y Boll, A., 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo, provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 77p. (inédito).
- Legarreta, L., Olea, G. y Sánchez de Bustamante, A., 1983. Estratigrafía y evaluación prospectiva del Grupo Rayoso en el subsuelo del valle superior del Río Colorado, provincias del Neuquén y Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. 20 p. (inédito).
- Mitra, S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust system. Geometry, structural position and hydrocarbon potencial. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 70(9): 1087-1112.
- Mombrú, C. y Uliana, M. A., 1979. Esquema tectosedimentario de la cuenca Mesozoica de Mendoza y Neuquén. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2:239-256. Buenos Aires.
- Orr, W., 1974. Sulfur Biogeochemistry. En: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. 16-L:1-19. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg.
- Pawlowski, S., Pawlowska, K. y Kubica, B., 1979. Geology and genesis of the Polish sulfur deposits. *Economic Geology*, 74(2):475-483.

- Ploszkiewicz, J. V., 1983. Propuesta para la perforación del pozo exploratorio YPF. Nq. FM. x-1 (Filo Morado), Departamento Pehuenches, Provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Plaza Huincul. 3 p. (inédito).
- Ploszkiewicz, J. V., 1987. Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la Cuenca Neuquina, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 1:177-180. Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J. V., y Gorroño, R., 1988. Tectónica de inyección salina en la faja fallada y plegada del sur de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras, 3º Ep., 5(14):29-34.
- Ploszkiewicz, J. V. y Viñes, R. F., 1987. Filo Morado: Un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. Boletín de Informaciones Petroleras, 3º Ep., 4 (10): 97-102.
- Postgate, J. R., 1965. Recent advances in the study of the sulfate-reducing bacteria. *Bacteriological Reviews*, 29:425-441.
- Postgate, J. R. 1975. Genus *Desulfovibrio*. En: Buchanan, R.E. y Gibbons, N.E. (Eds.): *Bergey's Manual of Determinative Bacteriology*. Eighth Edition (reprinted). pp: 418-420. The Williams et Wilkins Company. Baltimore.
- Pratsch, J., 1985. Oil and gas accumulations in overthrust belts I-II. *Journal of Petroleum Geology*, 8(2): 129-148, 8(3):297-322.
- Ruckmick, J. C., Wimberly, B.H. y Edwards, A. F., 1979. Classification and genesis of biogenic sulfur deposits. *Economic Geology*, 74(2): 469-474.
- Salgado, H. R., 1986. Prospección hídrica en la localidad de Taquimilán, Departamento Norquín, Provincia del Neuquén. Administración Provincial del Agua (Ex). Neuquén. 8 p. (inédito).
- Salinas, R. y Pendola, H., 1959. Yacimiento de azufre Andalucía. Informe técnico Banco Industrial de la República Argentina (Ex). 8 p. (inédito).
- Soto, J. L., 1986. Perspectivas sobre la existencia de depósitos biogénicos de azufre en la Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas*, 4(4):16-18.
- Thode, H. G., Wanless, R. K. y Wallough, R., 1954. The origin of native sulphur deposits from isotope fractionation studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5(5): 286-298.
- Uliana, M. A., Dellapé, D. A. y Pando, G. A., 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrió. Cretácico inferior de las Provincias de Mendoza y Neuquén. *Petrotecnia*, 16 (1-2):31-46, 16(3):25-33.
- Vásquez, J. y Gorroño, R. 1981. Límite de la faja plegada en la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4):582-585.
- Viñes, E. F., 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. Actas Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, 2:1107-1125. Buenos Aires.
- ZoBell, C. E., 1963. *Organic Geochemistry of Sulfur*. En: Breger, I.A. (Ed.): *Organic Geochemistry*, pp. 543-578. Pergamon Press. Oxford.
- Zummel, J. O., Rios, N. E. e Iglesias, J. A., 1989. Filo Morado. Un yacimiento de alta productividad. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3º Ep., 6(20):63-75.

Recibido: 24 de mayo, 1993

Aceptado: 15 de octubre, 1993

Hentschelita en Cerro Blanco, Tanti, Córdoba

Hebe Dina GAY

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Velez Sarsfield 299, 5000, Córdoba

ABSTRACT. *Hentschelita at Cerro Blanco, Tanti, Córdoba.* Hentschelite, $\text{Cu Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$, was found in El Criollo mine in the Cerro Blanco pegmatite district near Tanti, Córdoba province, Argentina. This is the fourth reported occurrence in the world and the second find in pegmatite rocks. Hentschelite occurs as very small crystals of dark green colour that sometimes present octahedral-like habit and generally form granular aggregates. Recognizable forms are (011) and $(\bar{1}11)$. The mineral was identified by X-ray diffraction. The strongest reflections are in Å: 3.33 (100); 3.285(80); 4.80 (60); 2.399 (30); 1.665 (20); 1.645 (20); 3.040 (15) y 2.677 (15). Microprobe analyses give wt %: Cu O 18.025; Al_2O_3 0.222; Fe_2O_3 37.501; Mn_2O_3 0.071; P_2O_5 34.054; As_2O_5 0.263; computed H_2O is 4.065 %. Hentschelite is a secondary product related to apatite and Fe and Cu sulphides hydrothermally altered. It is found associated with other secondary phosphates mainly phosphosiderite and lipscombite, with metatorbernite as a common accompanying phase.

Introducción

La hentschelita forma un grupo isoestructural con: lazulita $\text{Mg Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$, escorzalita $\text{Fe Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$ y barbosalita $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$. Ha sido descrita originalmente por Sieber *et al.* (1987) junto a otro fosfato de cobre, reichenbachita, encontrados en Reichenbach, Alemania. Allí está asociada a mimetita, beudantita, goethita y cuarzo, en una veta de baritina silicificada donde hay presencia de galena, calcopirita y tetraedrita, los que han dado origen a una serie de minerales secundarios, entre ellos numerosos fosfatos, arseniatos y vanadatos.

La hentschelita de Reichenbach descrita por esos autores es verde oscura, se presenta en cristales con una medida máxima de 0,4 mm de diámetro, generalmente maclados según [102]. Se señalan como posibles las caras que corresponden a las formas (011) y $(\bar{1}11)$. Cristaliza en el sistema monoclinico, grupo espacial $P2_1/n$ con $a = 6,984$ (3) Å, $b = 7,786$ (3) Å, $c = 7,266$ (3) Å, $\beta = 117^\circ 68(2)^\circ$, $V = 349,9$ Å³, $Z = 2$ y $D_{\text{calc}} = 3,79$ gm/cm³.

Sieber *et al.* (1987) midieron los índices $\alpha = 1,843$ (3), $\beta = 1,848$ (3), $\gamma = 1,945$ (3) ($\lambda = 589$ nm), es decir es biáxica positiva con $2V$ pequeño. La orientación óptica es $Y = b$, $X \sim [101]$, $X^\wedge a = 61(2)^\circ$ en el ángulo obtuso de β . El pleocroismo es muy débil de $X =$ verde azulado a $Y =$ verde amarillento, la dispersión es fuerte con $r \gg v$.

Posteriormente se da a conocer un nuevo hallazgo del mineral (Birch y Mumme 1988) en una mina de cobre en Australia junto a cristales de cuarzo y limonita donde también se encontró perloffita, $\text{Ba}(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3$, cristales de cuprita, cobre nativo, malaquita y baritina.

Recientemente hentschelita ha sido señalada (Schnorrer-Köhler y Rewitzer 1991) en una pegmatita

en Bendada, Portugal, particularmente rica en fosfatos.

En la Argentina también aparece esta rara especie mineral en una pegmatita caracterizada por una importante presencia de fosfatos. Es en Cerro Blanco de Tanti, provincia de Córdoba, donde hace ya más de una década encontramos hentschelita, que en un primer roentgenograma se atribuyó a barbosalita debido a la semejanza de los diagramas de polvo con rayos X. Quedaba la duda de la identificación debido a que el material con que se trabajó no era puro y se la cita en Angelelli *et al.* (1983) como barbosalita. Posteriormente se seleccionó abundante material, aunque siempre de grano muy fino, donde se pudo establecer que se trataba de un fosfato de Fe y Cu con hábito octaédrico que no respondía al que más tarde Lindberg (1969) determinó para barbosalita.

Cuando se da a conocer el mineral que Sieber *et al.* (1987) denominaron hentschelita, se pudo homologar al material correspondiente al de Co. Blanco.

Presencia del mineral en Córdoba

En Cerro Blanco de Tanti, ubicado a 45 km al oeste de la ciudad de Córdoba, existe un conjunto de pegmatitas relacionadas a un monzogranito rosado que es parte del batolito de Achala, al que Rapela (1982) le asigna edad de emplazamiento silúrica (Rb/Sr), 399 ± 25 Ma. Estas pegmatitas cuya edad determinada por Ar/K es de 350 ± 30 Ma (Linares y Latorre 1969) son ricas en cuarzo y feldespato, minerales que son explotados; también se ha extraído berilo y poca cantidad de columbita. Es característica en ellas la abundante presencia de fosfatos tanto primarios, triplita y apatita, como un gran número de secunda-

Tabla 1: Especies minerales de la pegmatita de Cerro Blanco, Tanti, Córdoba.

Sulfuros y sulfosales	Fosfatos
pirita	apatita
calcopirita	triplita
digenita	fosfosiderita
covelina	strengita
tetradimita	rockbridgeita
Oxidos e hidróxidos	lipscombite
cuarzo	bermanita
columbita	libethenita
hematita	fluellita
limonita	hentschelita
goethita	benyacarita
pirolusita	dudfrenita
criptomelano	fosfoferrita
anatasa	metatorbernita
uraninita	metautunita
Carbonatos	eosforita
malaquita	turquesa
azurita	vauxita
Sulfatos	Silicatos
calcantita	microclino
yeso	plagioclasa
jarosita	muscovita
antlerita	biotita
beudantita?	clinocloro
Haluros	berilo
fluorita	genthelvita
itrofluorita	spessartita
pachnolita	riebeckita

rios. En la Tabla 1 se dan los minerales señalados en Cerro Blanco, sobre los que existen varios estudios, entre ellos: Hurlbut y Aristarain (1968), Gay (1968, 1973, 1990), Schalamuk (1970), Gay y Gordillo (1976), Gay y Lira (1987).

La hentschelita fue encontrada en la mina El Criollo, de estas pegmatitas, donde su presencia es casi constante cuando existe apatita primaria relacionada

a sulfuros que han sufrido procesos de alteración hidrotermal. Hay muestras formadas casi exclusivamente por cristales euhedrales de apatita gris verdosa, incluidos en cuarzo, que están atravesados irregularmente por venillas formadas por pequeñísimos gránulos de hentschelita.

Las muestras estudiadas provienen de dos lugares bien diferenciados. En un caso se trata de un cuerpo de forma irregular, con una sección visible que mide aproximadamente 2 x 2m, cuyos componentes primarios son apatita y sulfuros que la rodean. Los cristales originales de apatita, cuyas dimensiones medias son de 18-20 mm de largo por 7-8 mm de ancho, están en gran parte casi totalmente alterados; han sido reemplazados por un material de aspecto esponjoso blanquecino con áreas rosadas y verdes, colores dados por pequeñísimos cristales de fosfosiderita y agregados granulares de hentschelita, predominando uno sobre otro indistintamente (Figura 1a). Intercalada entre estos componentes frecuentemente se encuentra metatorbenita, a veces también dufrenita, además de agregados de color amarillo, de aspecto pulverulento de un mineral cuyo roentgenograma de polvo es muy similar al correspondiente a beudantita (J.C.P.D.S. 19-689).

Otras muestras corresponden a una zona donde es evidente la acción de soluciones alcalinas, como se verá claramente al señalar los minerales que la constituyen. Aquí es casi constante la paragénesis hentschelita, lipscombite, fosfosiderita, siendo este último el fosfato secundario más abundante en esta pegmatita, y es la apatita el único fosfato primario encontrado en esta asociación, el que muchas veces ha sido totalmente reemplazado por otros fosfatos.

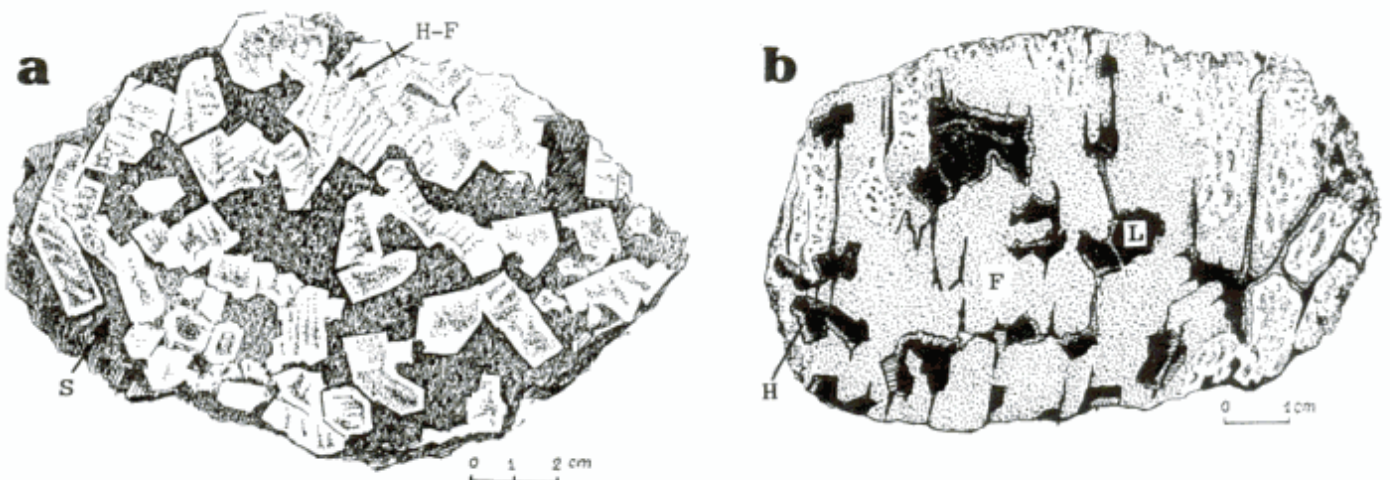


Figura 1: a) Venillas y agregados de hentschelita junto a fosfosiderita (H-F) reemplazan parcialmente a cristales de apatita asociados a sulfuros (S). b) Hentschelita (H) bordea discontinuamente a lipscombite (L), estos fosfatos reemplazan a sulfuros. La fosfosiderita compacta (F) reemplaza cristales de apatita.

Tabla 2: Datos de diagramas de polvo con rayos X de hentschelita

Este estudio*		Sieber <i>et al.</i> (1987)**				
<i>d obs.</i> Å	<i>I/I</i>	<i>hkl</i>	<i>d calc.</i> Å	<i>I calc.</i>	<i>d obs.</i> Å	<i>I obs.</i>
6,090	10	10 $\bar{1}$	6,091	15	6,090	10
4,960	10	01 $\bar{1}$	4,960	17	4,920	15
4,800	60	11 $\bar{1}$	4,798	38	4,810	50
3,330	100	111.021	3,331	100	3,330	100
3,285	80	11 $\bar{2}$	3,287	58	3,270	50
		12 $\bar{1}$	3,280	13		
		00 $\bar{2}$	3,217	9	3,220	10
3,185	10	21 $\bar{1}$	3,186	12	3,180	10
3,040	15	20 $\bar{2}$	3,046	14	3,060	20
2,677	15	121	2,676	13	2,685	15
2,600	15	22 $\bar{1}$	2,599	15	2,597	15
2,483	10	02 $\bar{2}$	2,480	7	2,484	10
		220	2,421	6	2,420	10
		031	2,407	12		
2,399	30	22 $\bar{2}$	2,399	5	2,400	20
		130	2,393	5		
		13 $\bar{1}$	2,388	8	2,386	10
2,291	10	211	2,283	8	2,292	10
2,206	10	31 $\bar{1}$	2,204	9	2,208	10
2,114	15	13 $\bar{2}$	2,110	15	2,112	20
2,035	10	221	2,035	8	2,037	10
1,964	10	31 $\bar{3}$	1,965	10	1,959	10
1,945	5	040	1,947	6		
1,746	10	40 $\bar{2}$	1,746	5	1,746	10
1,665	20	222.042	1,665	24	1,669	20
1,645	20	22 $\bar{4}$	1,644	18	1,648	20
1,616	10	-	-	-		
1,602	10	33 $\bar{3}$	1,599	7	1,604	10
1,547	10	400	1,546	9	1,540	10
1,522	10	40 $\bar{4}$	1,523	5	1,520	5
		133	1,471	7	1,475	10
		25 $\bar{1}$	1,422	4	1,421	5
1,300	15	44 $\bar{2}$	1,300	11	1,301	10

* Cerro Blanco, Tanti, Córdoba
** Reichenbach, Alemania

En este caso la hentschelita rodea discontinuamente nódulos irregulares de lipscombitea color oscuro casi negro que se encuentran en una masa compacta de fosfosiderita, o bordeando, siempre vinculada a lipscombitea, espacios a veces ligeramente cuadrangulares donde se ubican cristalitas de fosfosiderita; estos alternan con individuos diseminados o alineados irregularmente de hentschelita (Figura 1b). En la misma asociación son frecuentes los fosfatos secundarios de cobre, metatorbernita y libethenita.

La alteración alcalina ha abarcado una amplia zona incluyendo masas de triplita que está casi totalmente alterada y donde se encuentran, además de los señalados, otros fosfatos secundarios que determinan distintas asociaciones, éstos son: fluellita, benyacarita (mineral del grupo de la paulkerrita, Gay 1990), bermanita, dufrenita, strengita. También se determinó: fluorita, itrofluorita, pachnolita, sheridanita, riebeckita y la posible beudantita a la que ya se hizo referencia. Los sulfuros presentes determinados son:

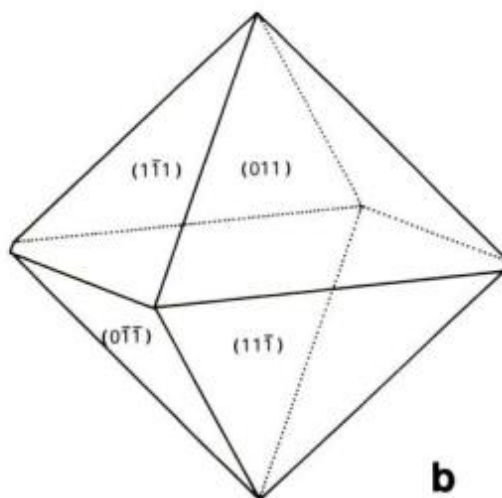
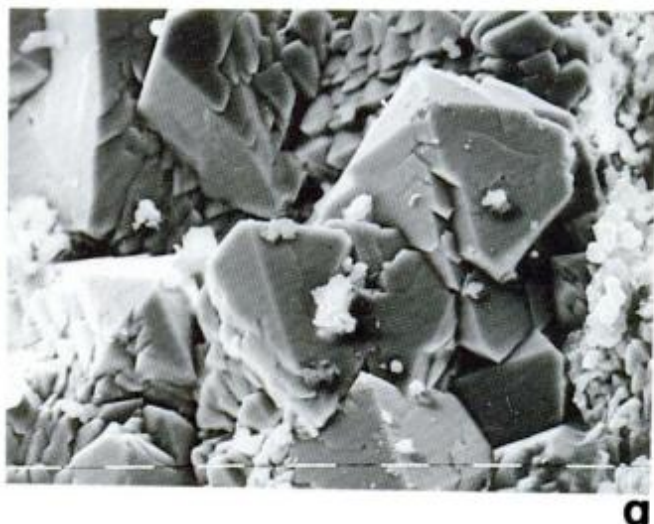


Figura 2: a) Fotografía con microscopio electrónico de barrido de cristales de hentschelita. Escala, trazos 15 mm. b) Hábito y formas de la hentschelita de Cerro Blanco, Tanti, Córdoba.

pirita, calcopirita, digenita y covelina secundaria. Son frecuentes cristales tabulares de columbita.

Es de interés la presencia de circón que ha cristalizado en una primer fase con la apatita y que ha sufrido procesos de alteración, posible por efecto de soluciones alcalinas.

Identificación y propiedades

La identificación del mineral de Cerro Blanco se efectuó por comparación del diagrama de polvo con rayos X que es esencialmente similar al publicado para hentschelita por Sieber *et al.* (1987), véase Tabla 2.

Además su morfología octaédrica es coincidente con la dada por Schnorrer-Köhler y Rewitzer (1991) para la hentschelita de Bendada, Portugal.

La hentschelita de Cerro Blanco es verde oscura, con lustre vítreo, de aspecto granular, siendo dificultoso determinar formas; en muy pocos casos se pudieron observar individuos de aparente hábito octaédrico, y a veces agregados con crecimiento paralelo, características que se vieron con claridad con microscopio electrónico de barrido (Fig. 2a). Las formas observadas responderían a las dadas por Sieber *et al.* (1987), quienes señalan como posibles (011) y $(\bar{1}11)$, pero con menor desarrollo de $(\bar{1}11)$. En base a los datos de celda dados por los mismos autores se obtuvo el dibujo de la figura 2b.

Se han realizado observaciones al microscopio en corte delgado y en grano suelto pudiéndose apreciar que generalmente se trata de agregados de pequeños gránulos irregulares, los que a veces presentan insinuaciones de formas cristalinas, y frecuentemente

forman finas venillas (Figura 3). El reducido tamaño de los individuos (0,02 mm) no permitió la determinación de sus constantes ópticas. Es transparente, su color verde está distribuido irregularmente; tiene muy débil pleocroísmo de verde azulado a verde amarillento. Su birrefringencia es alta.

Análisis químico

El mineral fue analizado con una microsonda electrónica (Cameca SX-50) por dispersión de longitud de onda con aceleración de voltaje de 15 Kv y corriente para el haz de electrones de 20 nA., aplicando los factores de corrección dados por Pouchou y Pichoir (1985). Se utilizaron los patrones: cobre metálico y calcopirita como estándar interno para Cu, arseniuro de indio para As, fayalita para Fe, apatita para P.

Se efectuaron 10 determinaciones puntuales cuyo promedio se indica en la columna 1 de la tabla 3. Los tres últimos óxidos son considerados impurezas. Descontando los tres valores indicados para ellos queda un total de 90,136 peso % al que debe agregarse el agua que corresponde a este último valor para lo cual se toma un valor de 4,51 H₂O peso % para el 100% de la fórmula teórica del mineral (Cu Fe₂ (PO₄)₂ (OH)₂). Usando este valor se obtiene 4,065 peso % H₂O para 90,136 que se agrega en la columna 1 de la Tabla 3.

En la columna 2 se recalculan los valores a 100% y en la 3 se agregan los valores obtenidos por Sieber *et al.* (1987) recalculados a 100% para comparación con los datos obtenidos en este estudio.

Con los valores de la Tabla 3 se calculan las proporciones moleculares y atómicas con $O = 10$ que se agregan en la Tabla 4.

Tabla 3: Análisis químico de hentschelita de Cerro Blanco, Tanti, Córdoba, efectuado con microsonda electrónica**

	Peso %	Recalculado 100%	Sieber <i>et al.</i> (1987) Recalculado 100%
	1	2	3
Cu O	18,025	19,134	20,394
Al ₂ O ₃	0,222	0,236	1,558
Fe ₂ O ₃	37,501	39,809	37,291
Mn ₂ O ₃	0,071	0,076	-----
P ₂ O ₅	34,054	39,150	34,082
As ₂ O ₅	0,263	0,280	2,163
*SiO ₂	0,089		
*SO ₂	0,051		
*CaO	0,088		
	90,364		
Descartando impurezas	0,228		
Subtotal	90,136		
H ₂ O	4,065	4,315	4,511
Total	94,201	100,000	99,999

*impurezas
**Analista, Raúl Lira

Tabla 4: Proporciones moleculares y atómicas con 0=10 para la hentschelita

	Composición	Proporciones	Proporciones atómicas con 0=10	
	Peso %	moleculares		
	1	2		3
Cu O	19,134	0,2406	Cu	0,9559
Al ₂ O ₃	0,236	0,0023	Al	0,0183
Fe ₂ O ₃	39,809	0,2493	Fe	1,9809
Mn ₂ O ₃	0,076	0,0005	Mn	0,0040
P ₂ O ₅	36,150	0,2547	P	2,0238
As ₂ O ₅	0,280	0,0012	As	0,0095
H ₂ O	4,315	0,2395	H	1,9030
	100,000		O	10,000

Con estas proporciones atómicas se calcula la siguiente fórmula empírica:

$\text{Cu}_{0,96}(\text{Fe}_{1,98}\text{Al}_{0,02})_{2,00}(\text{P}_{2,02}\text{As}_{0,01})_{2,03}\text{O}_{8,12}(\text{OH})_{1,88}\text{H}_{0,02}$
la cual concuerda razonablemente bien con la obtenida por Sieber *et al.* (1987).

Consideraciones genéticas

La hentschelita de Cerro Blanco, Tanti, Córdoba, es un producto secundario formado por la interacción de soluciones hidrotermales con apatita y sulfuros. Se lo

ha encontrado siempre donde el único fosfato primario es apatita. En algunos casos aparecen los sulfuros, alterados parcialmente a hentschelita, en contacto con apatita en una masa de cuarzo; en un grado mayor de alteración se observa apatita que va siendo reemplazada por hentschelita y fosfosiderita.

En otros casos la lipscombbita ha reemplazado casi totalmente a los sulfuros, encontrándose este fosfato intercrecido con hentschelita la que a veces origina finas vetas. Aquí la apatita ha sido reemplazada por masas compactas de fosfosiderita, o deja espacios porosos donde se alternan preferentemente cristallitos de fosfosiderita y hentschelita a los que se asocian otros fosfatos secundarios principalmente metatorbernitita y libethenita.

Agradecimientos

Se agradece a Carlo M. Gramaccioli del "Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano" por haberme proporcionado bibliografía de hentschelita. A Michael J. Dorais del "Department of Geological Sciences, Indiana University" por ofrecer los medios y colaborar con Raúl Lira en la realización de los análisis químicos con microsonda electrónica.

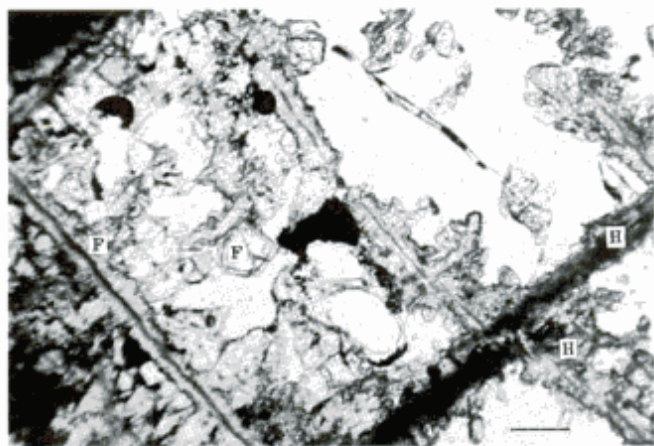


Figura 3: Agregados de cristales de hentschelita (H), a veces formando finas venillas bordeadas por cristales de fosfosiderita (F). Nícoles //. Escala, barra 0,3 mm.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Brodtkorb, M.K. de, Gordillo, C.E. y Gay, H.D., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional, 528 p., Buenos Aires.
- Birch, W.D. y Mumme, W.G., 1988. Hentschelite and perloffite from the Spring Creek Copper Mine, South Australia. *Mineralogical Magazine*, 52: 408-411.
- Gay, H.D., 1968. Fosfatos en las pegmatitas del Co. Blanco, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (4): 279-286.
- Gay, H.D., 1973. Libethenita, Rockbridgeita y Fosfoferrita del Co. Blanco, Córdoba. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1: 135-140.
- Gay, H.D., 1990. Una nueva especie mineral relacionada a la paulkerrita, en el Co. Blanco, Tanti, Córdoba. *Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Publicación Especial*: 13-17.
- Gay, H.D. y Gordillo, C.E., 1976. Hallazgo de genthelvita en el Co. Blanco, Tanti, Córdoba. *Asociación Argentina de Minerología Petrología y Sedimentología*, 7 (3-4): 41-45.
- Gay, H.D. y Lira, R., 1987. Fluellita del Co. Blanco, Tanti, Córdoba. *Asociación Argentina de Minerología, Petrología y Sedimentología*, 8 (1-4): 27-32.
- Hurlbut, C.S. y Arístarain, L.F., 1968. Bermanite, and its occurrence in Córdoba, Argentina. *American Mineralogist*, 53: 416-431.
- Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Ficha 19-689, Penn., EE.UU.
- Linares, E. y Latorre, C.O., 1969. Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las Provincias de Córdoba y San Luis. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 195-204.
- Lindberg, M.L., 1969. Twinning in barbosalite from de Sapucaia pegmatite mine, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 650-D: 75-79.
- Pouchou, J.L. y Pichoir, F., 1985. "PAP" (phi-rho-z) procedure for improved quantitative microanalysis. En: J.T. Armstrong (Eds): *Microbeam Analysis*. San Francisco Press, pp. 104-106 San Francisco.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, Prov. de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313-330.
- Schalamuk, I.B., 1970. Contribución al conocimiento de los fosfatos de la pegmatita de Co. Blanco, Tanti, Prov. de Córdoba, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 121-137.
- Schnorrer-Köhler, G. y Rewitzer, C., 1991. Bendada - ein phosphat - Pegmatit im Mittelteil Portugals. *Lapis*, 5: 21-33.
- Sieber, N. H. W., Tillmans, E. y Medenbach, O., 1987. Hentschelite, $\text{CuFe}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$, a new member of the lazulite group, and reichenbachite, $\text{Cu}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$, a polymorph of pseudomalachite, two copper phosphate minerals from Reichenbach, Germany. *American Mineralogist*, 72: 404-408.

Recibido: 30 de junio, 1993

Aceptado: 30 de noviembre, 1993

Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan

Juan Pablo MILANA

Departamento de Geofísica, Universidad Nacional de San Juan, Cereseto y Meglioli,
5401 Rivadavia, San Juan.

ABSTRACT. *Stratigraphy of aeolianites in the Jáchal-Huaco zone, Precordillera of San Juan.* Four main aeolian units that sometimes have been referred to a single sedimentary unit - the Vallecito Formation - are described and differentiated. Each aeolian unit represents a period of sand-sea development in the area; they are separated either by important sedimentary discontinuities or by thick non-aeolian sedimentary deposits. The studied sedimentary rocks are located on the back of the Niquivil Thrust in the Precordillera (near Jáchal city, San Juan Province). The oldest aeolian unit seems to be Lower Permian in age and forms a distinct interval within fluvial deposits of the Patquía Formation. It has gradational lower and upper boundaries and wedges out to the north, disappearing near the Río Huaco. The second aeolian unit is the Vallecito Formation, whose supposed Permian age now seems to be lower Miocene on the basis of recent radiometric data. This unit has a basal erosive contact and is itself eroded north of the Río Huaco. Its greater thickness occurs near Pampa Vieja and it thins southward until it disappears near the Río Francia. The third aeolian interval forms part of the Cerro Morado Formation, and is now believed to be Neogene in age. Its base is gradational but the top is erosive, resulting in absence north of the Río Huaco. The fourth aeolian interval forms the lower part of the Neogene Cuculí Formation in the southern sector of the area, and wedges out northward. It overlies the Vallecito Formation, with an erosive contact, and grades upwards in to fluvial deposits. The paleowind directions of each of these four units are different, but show overlap in the spread of values. Paleowinds in the first unit blew initially from the SW and then from the South. In the second they were from the SSE, showing a progressive dispersion, whereas in the third unit the paleowinds blew from two directions having a resultant from the ESE. The fourth aeolian unit shows paleowinds from the South and SE. These differences in paleocurrents plus others described in text confirm that each aeolian interval shaped a distinct sand sea through the sedimentary record of this area.

Introducción

Las eolianitas de Formación Vallecito (Borrello y Cuerda 1968), que afloran sobre la Ruta 40 entre Jáchal y Huaco, son ampliamente conocidas no sólo por su muy buena exposición, sino también por las controversias que han surgido en relación a su posición estratigráfica (cf. Braccini 1946; López Gamundi *et al.* 1985; Limarino *et al.* 1987). Al igual que la mayoría de los mares de arena fósiles, estas eolianitas no han presentado restos útiles para efectuar su datación. La forma alternativa de datación más utilizada es la de ubicar elementos cronoestratigráficos que acoten el desarrollo del desierto en cuestión. Hasta hace pocos años, el intervalo sin dataciones comprendía desde el Carbonífero superior (parte inferior del Grupo Paganzo local, Braccini 1946), hasta el Terciario. Este intervalo se redujo con la determinación del Pérmico medio en los sectores cuspidales del Grupo Paganzo local (Limarino y Césari 1987) y la datación radiométrica de niveles tobáceos (14-16 Ma) cerca de la presumida base del Cenozoico local (Jordan *et al.* 1990). A pesar de tales dataciones siguió existiendo gran libertad para asignar edades a las unidades interpuestas (Formaciones Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes).

Recientes dataciones radiométricas ponen en duda la edad "intuitiva" asignada tanto a Fm. Vallecito (pérmica) como a Fm. Cerro Morado y Cauquenes (triásica). Jordan *et al.* (1993) brindan una datación de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por el nuevo método "single crystal laser fusion" (SCLF) de un nivel tobáceo infrayacente a Fm. Vallecito (en nuestro perfil Pampa Vieja), que si bien muestra contaminación de basamento (cristales de hasta $1848,5 \pm 9,1$ Ma), presenta una edad probable de $32,7 \pm 2,6$ Ma. Las posibilidades de rejuvenecimiento de tal edad por soterramiento o magmatismo son escasas dada la amplia distribución de edades que brinda el conjunto de cristales datados (véase Jordan *et al.* 1993). Tales autores brindan otra datación por el método de trazas de fisión en zircones, de cristales de un clasto de las brechas volcanoclásticas de Fm. Cerro Morado que arrojó una edad de $13,4 \pm 1,6$ Ma. Tales dataciones implican que, a falta de otros indicadores más válidos que la correlación litológica, la edad de los últimos tres desiertos, y por ende de Fm. Vallecito, Fm. Cerro Morado y Fm. Cauquenes (Grupo Río Huaco) más el techo de lo considerado Fm. Patquía, sería terciaria.

La existencia de mares de arena de edad terciaria en otros sectores de la Provincia de San Juan fue recientemente comprobada a través del hallazgo de

una flórcula terciaria en niveles infrayacentes a una espesa secuencia de dunas (700 m) en la localidad de Pachaco (70 km al oeste de San Juan, Cevallos y Milana 1992; Milana *et al.* 1993). Tales eolianitas fueron considerados tanto triásicas (Braccacini 1950; Aparicio 1975) como también terciarias (Stappenbeck 1910; Strelkov y Alvarez 1984), y su estudio permitió trazarlas hasta el área de estudio, siendo correlacionables al intervalo eólico más joven descrito aquí. Tales eolianitas sobreyacen mediante superficie erosiva otra unidad eólica claramente diferenciable (Fm. Vallecito) en los perfiles Río Francia y La Chilca. Ambas unidades portadoras de eolianitas se hallan separadas hacia el norte por la Fm. Cerro Morado, que a su vez muestra un intervalo eólico en su tramo medio. Esta disposición estratigráfica (véase Fig. 2) ha permitido que el nombre de la unidad eólica identificada originalmente como Fm. Vallecito (Borrello y Cuerda 1968) fuera transferido a las eolianitas superiores (véase Furque 1979).

La edad neógena de Fm. Cerro Morado concuerda con el contexto geológico regional. Jordan *et al.* (1993) describen a Fm. Cerro Morado como una bajada aluvial que rodea un edificio volcánico. Justamente al noroeste del área de estudio existe un importante centro de cuerpos subvolcánicos (Distrito Minero Huachi) comparables composicionalmente a los de este área (véase perfil Río Huaco Norte, Fig. 2). Simon (1985) brinda tres dataciones radimétricas de estos cuerpos (30 ± 5 , 21 ± 5 y 16 ± 5 Ma respectivamente) que sugieren que los mismos pudieron ser parte del centro volcánico asociado a Fm. Cerro Morado.

La edad terciaria de Fm. Vallecito tampoco está limitada por ningún argumento geológico de peso. Por el contrario, la signatura petrográfica de las areniscas eólicas difiere completamente de la que se observa en la infrayacente Fm. Patquía: Fm. Vallecito presenta una cantidad dominante de fragmentos de rocas volcánicas (Limarino *et al.* 1987), comparable a las composiciones del Neógeno local (Damanti y Jordan 1989, Jordan *et al.* 1993), pero la composición de Fm. Patquía indica proveniencia de basamento. Estas consideraciones apoyan la edad terciaria determinada por radimetría, en cuyo caso existe aún otra pequeña unidad no eólica terciaria entre Fm. Patquía y Fm. Vallecito. Tal unidad contiene la toba datada, su espesor no alcanza los 100 m, y sólo se la ha registrado en el perfil de Pampa Vieja. Su base estaría marcada por una superficie erosiva sucedida por areniscas gruesas entrecruzadas con escasos guijarros (2,5 m) y luego por pelitas rojas, dispuesta pocos metros estratigráficamente por encima de las lutitas lacustres verdes y rojas (yesosas) datadas como pérmicas por Limarino y Césari (1987). Esta unidad

está compuesta por areniscas fluviales y pelitas pardo rojizas con escasa participación tobácea. Se observaron algunos rodados de proveniencia local en el depósito basal de esta unidad, que sugieren que los estratos infrayacentes presentaban cierta consolidación al momento de ser erosionados, y que podrían indicar que existió un intervalo de tiempo notable (no necesariamente) entre la acumulación de ambas unidades. Se propone el nombre de Formación El Fiscal (debido a que aflora en las cercanías de tal poblado, vecino a la ciudad de Jáchal) para esta pequeña unidad, ya que no puede considerársele miembro de Fm. Vallecito debido a su diferente litología, ni parte de Fm. Patquía por su muy diferente edad.

Existe una cuarta unidad con dunas, más antigua que Fm. Vallecito y cuyo mejor desarrollo se observa en el perfil de Río Francia (Fig. 1). La mitad inferior de estas eolianitas está compuesto exclusivamente por dunas y la superior por dunas eólicas alternantes con depósitos aluviales. Ambos sectores engranan lateralmente con depósitos fluviales hacia el norte, perdiendo fisonomía de "mar de arena" cerca del perfil de La Silla. La edad de este campo de dunas es claramente pérmica (inferior a media), ya que está englobado dentro de los bancos rojos de la Fm. Patquía.

El objetivo de este trabajo es indicar las características básicas de estos cuatro intervalos eólicos, con el fin de aportar elementos que sean de utilidad para posteriores estudios de campo, y para remarcar la existencia de grupos de eolianitas en ciertos casos amalgamadas, pero cronológica y genéticamente diferentes. Adicionalmente, se trata de aportar datos acerca de los patrones de circulación atmosférica asociados a cada intervalo eólico (paleovientos) para cotejarlos con las posibles reconstrucciones paleoclimáticas del área.

Geología del área y antecedentes

El área de estudio comprende la retaguardia del corrimiento de Niquivil (Fig. 1), el que constituye la lámina más oriental del sistema de corrimientos con vergencia al este que caracteriza la subprovincia geológica de Precordillera Central. Hacia el este de esta faja estructural se encuentra una espesa secuencia de afloramientos terciarios (~6 km de espesor) deformados con una vergencia hacia el oeste, atribuibles a la extensión septentrional de la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano 1981; Fielding y Jordan 1989).

El corrimiento de Niquivil presenta su mayor rechazo en las inmediaciones de la localidad homónima

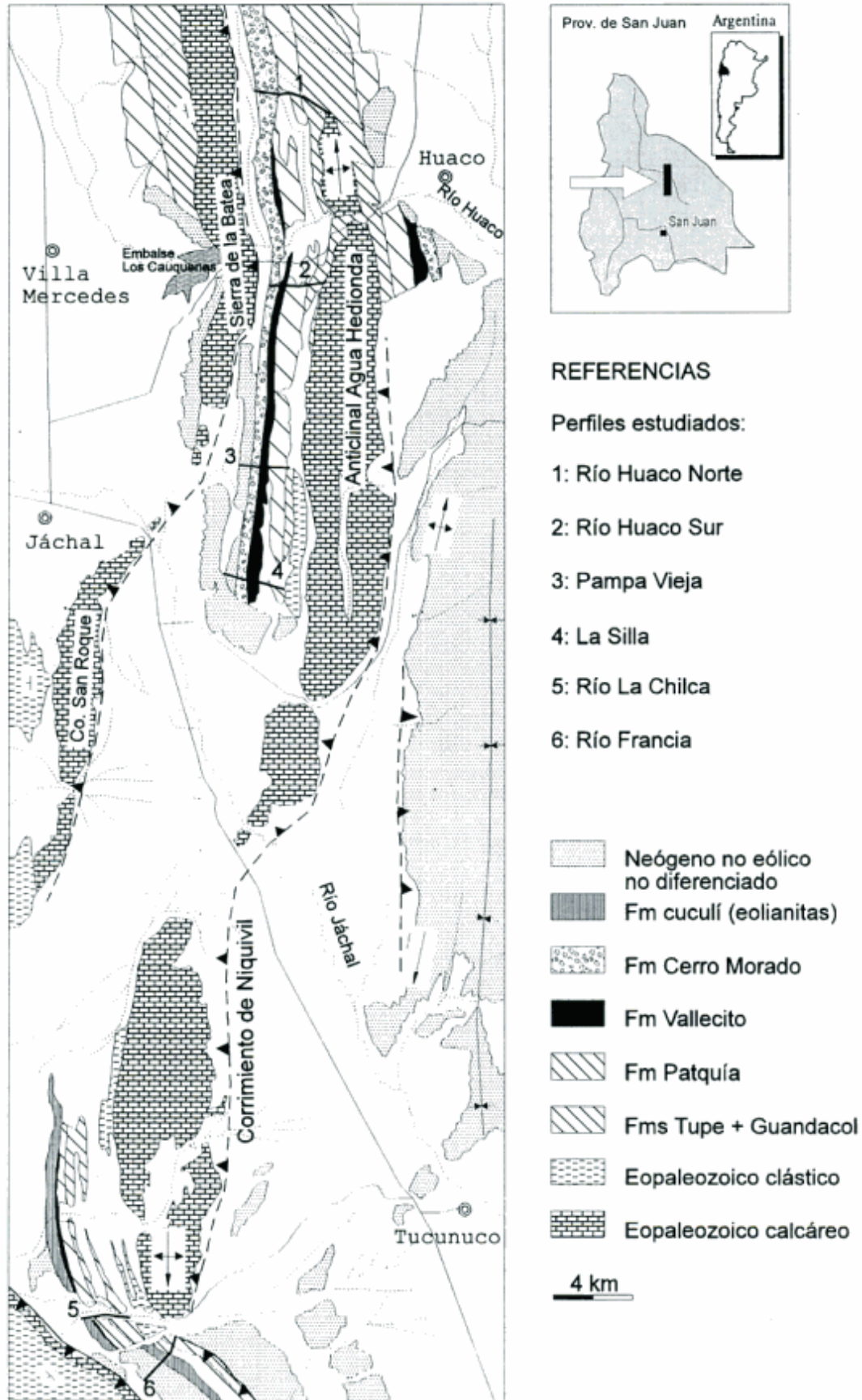


Figura 1: Mapa de ubicación y geológico de la zona de estudio, indicando la ubicación de los perfiles indicados en el texto.

(Allmendinger *et al.* 1990), mientras que hacia el sur y norte se transforma gradualmente en pliegues anticlinales con eje buzante. De esta manera, las calizas eopaleozoicas que constituyen el núcleo de esta estructura desaparecen bajo las sedimentitas neopaleozoicas pocos kilómetros al norte del Río Huaco, debido al buzamiento de 4-5° del eje del "anticlinal de Agua Hedionda" (Braccacini 1946; Limarino *et al.* 1986; 1987). Hacia el sur, las calizas desaparecen cerca del Río Francia de forma bastante similar, aunque en este caso el eje anticlinal buza unos 75° al sur y también se observa que la falla continúa aún dentro de terrenos del Paleozoico superior con un importante rechazo.

El Paleozoico inferior y medio clástico presenta escaso desarrollo en esta lámina, debido probablemente a los procesos erosivos previos a la depositación del Paleozoico superior. Por ejemplo, desde 1 km al sur del Río Huaco hacia el norte, el Paleozoico superior se apoya directamente sobre las calizas eopaleozoicas. Tales unidades clásticas son descritas en numerosos trabajos entre los que se citan Furque (1979), Benedetto *et al.* (1985) y Cuerda (1986).

Nuestro interés se enfoca hacia terrenos portadores de eolianitas, o sea del Paleozoico superior y más jóvenes. Para los terrenos del Paleozoico superior se han utilizado dos nomenclaturas. La más utilizada es la que asigna estos terrenos al Grupo Paganzo (Bodenbender 1911; Braccacini 1946), dividiéndolos en Formaciones Guandacol, Tupe y Patquía (véase Bossi y Andreis 1983, Ottone y Azcuy 1986; Bercowski y Zambrano 1990; Riveros y Bercowski 1985; Limarino *et al.* 1986; Limarino y Césari 1987, entre otros) y que es la utilizada aquí. Existe una segunda nomenclatura que reúne las unidades neopaleozoicas bajo el nombre Grupo Quebrada del Volcán (Furque 1963; Borrello y Cuerda 1968; Polanski 1970; Furque 1979) que incluye las Formaciones Volcán, Panacán y Ojo de Agua. Los últimos trabajos detallados sobre las sedimentitas neopaleozoicas de este área (Ottone y Azcuy 1986; Limarino *et al.* 1986) han permitido correlacionarlas con las Fms. Guandacol, Patquía y Tupe, definidas originalmente para el área de Sierra de Maz (Frenguelli 1944), convalidando la presencia del Grupo Paganzo en el área de estudio tal como lo identificara originalmente Braccacini (1946).

En ambas nomenclaturas, las dos unidades inferiores (Guandacol y Tupe) constituyen lo que se conoce informalmente como sección inferior del Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli 1970; Azcuy 1985) o piso I (Bodenbender 1911) y han sido estudiadas en el área por Riveros y Bercowski (1985) y Ottone y Azcuy (1986). Por otra parte, Fm. Patquía representa la sección superior del Gp. Paganzo o su Piso II, y

también ha sido estudiada en varios aspectos por Limarino *et al.* (1987).

Sobre el Grupo Paganzo se encuentran tres unidades originalmente consideradas permo-triásicas (Fm. Vallecito, Fm. Cerro Morado y Fm. Cauquenes), en base a comparación con unidades afines aflorantes en áreas adyacentes. Como ya se indicó, las nuevas dataciones hechas por Jordan *et al.* (1993) sugieren que estas tres unidades, más el sector cuspidal de Fm. Patquía en el perfil Pampa Vieja (denominado aquí Fm. El Fiscal, véase Fig. 2) son terciarias. Este nuevo arreglo estratigráfico sugiere que estas tres unidades (más Fm. El Fiscal) conforman el Grupo Río Huaco, como lo indicaran originalmente Borrello y Cuerda (1968), siendo no aplicable el esquema sugerido por López Gamundi *et al.* (1985) para este mismo grupo.

Metodología de trabajo

Para caracterizar los intervalos eólicos, sus unidades portadoras y sus relaciones mutuas, se realizó un mapeo detallado de las unidades estratigráficas a lo largo de una misma lámina estructural (la retaguardia del corrimiento de Niquivil). Sobre la misma se realizaron varios perfiles sedimentarios desde la base del Neopaleozoico local (Gp. Paganzo) como superficie de referencia, hasta las porciones basales de las sedimentitas fluviales de Fm. Cuculi (similares al resto de los depósitos terciarios de la región), salvo en los perfiles en donde el techo se halla cubierto (norte y sur del Río Huaco).

Debido al gran espesor involucrado y a la irregularidad del terreno, los espesores de las unidades mayores (>100 m) se midieron en campo utilizando las aerofotos del lugar (corridas 89 y 123), corregidas por la posición estructural de las capas y la pendiente del perfil. Dado que los perfiles son en general homoclinales o con cambios localizados del buzamiento de las capas (zonas de kinks, Suppe 1985), se consideró tal técnica más precisa que las mediciones a brújula y pasos. Las unidades menos espesas (<100 m de espesor), fueron medidas directamente con cinta métrica. Se realizaron 6 perfiles (Fig. 1): Río Huaco Norte (1), Río Huaco Sur (2), Pampa Vieja (3), La Silla (4), Río La Chilca (5) y Río Francia (6).

Además de las observaciones sedimentológicas, se midieron las posiciones de las capas entrecruzadas eólicas (cerca de sus truncamientos superiores) para obtener datos acerca de los paleovientos. La paleohorizontal de cada intervalo eólico se determinó por la posición estructural de capas no eólicas infra, suprayacentes y en algunos casos interestratificadas.

En caso de no coincidencia de las medidas anteriores, la variación de la posición estructural dentro del intervalo eólico se detectó midiendo las superficies de truncamiento mayores, que representan los planos más cercanos a la paleohorizontal dentro de estas secuencias. La posición original de las capas frontales eólicas fue determinada por rotación numérica (Milana y Cevallos 1993).

Primer intervalo eólico

Características generales de la unidad portante

Como ya se señaló, el intervalo eólico más antiguo se encuentra intercalado dentro de Fm. Patquía, que si bien está compuesta principalmente por capas rojas, presenta una alta variabilidad vertical (Braccini 1946; Limarino *et al.* 1986). El estudio lateral de Fm. Patquía indicó que las secciones más completas son las de Pampa Vieja y Río Huaco Sur, debido a la erosión de su techo hacia el norte y sur de estos perfiles.

Cabe destacar que según las diferentes descripciones, Fm. Patquía no coincide con la unidad considerada Fm. Ojo de Agua por Furque (1979). Este autor cita al conglomerado silíceo de Braccini (1946) como basal, mientras que la secuencia de capas rojas se extiende un considerable espesor por debajo de dicho conglomerado (incluido el intervalo eólico considerado). Siguiendo los conceptos expuestos en la definición del Grupo Paganzo (Azcu y Morelli 1970), se ha localizado el límite entre Formaciones Tupe y Patquía mediante un criterio cromático (utilizado originalmente por Braccini 1946), de forma tal que Fm. Patquía está constituida casi enteramente por litologías oxidadas (tonalidades rojizas). La Fm. Patquía presenta básicamente cuatro miembros fácilmente diferenciables en el campo a lo largo del área de estudio resumidos a continuación de más antiguo a más moderno, indicándose entre paréntesis las equivalencias con los grupos litológicos de Braccini (1946; p.87-88):

Miembro inferior: Areniscas, sábulos y conglomerados finos blanquecinos entrecruzados, intercalados con pelitas muy enrojecidas (~ Margas Rojo Sangre).

Miembro medio inferior: Areniscas medias a finas tabulares rojizas, más friables, intercaladas con pelitas rojizas con concreciones calcáreas marrón-verdosas (~ Areniscas esquistosas + Grupo Rojo Ladrillo).

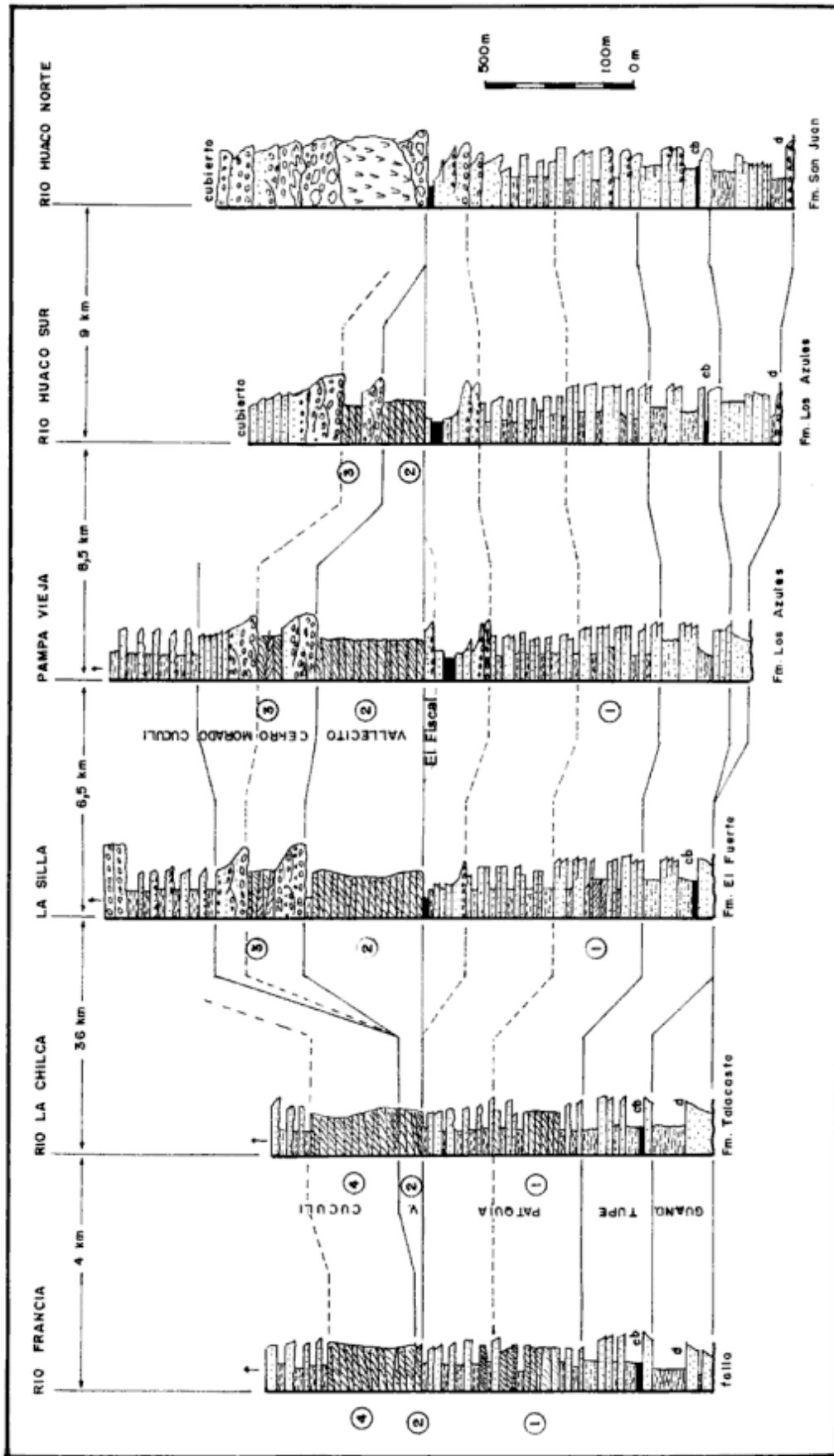
Miembro medio superior: Conglomerados entrecruzados (clastos silíceos) gradados a areniscas rosadas, con pelitas rojizas yesosas (~ Conglomerado Silíceo + Areniscas rojo herrumbre).

Miembro superior: Lutitas interestratificadas con evaporitas y delgadas capas de areniscas laminares (~ Arcillas Rosadas).

Esta división permitió correlacionar los diferentes perfiles y evaluar el grado de erosión en el techo de Fm. Patquía. El intervalo eólico en cuestión se encuentra dentro del miembro inferior mientras que las últimas dunas solitarias alcanzan los sectores basales del miembro medio inferior. No se incluyen las dunas eólicas reconocidas por Limarino *et al.* (1987) en niveles comparables al miembro medio sup., ya que las mismas no representan un "mar de arena", como las del miembro inferior. Esta división interna indicó que los perfiles más completos de Fm. Patquía son los de Río Huaco Sur y Pampa Vieja. Al norte de Río Huaco, la erosión elimina cerca de la mitad superior del miembro superior. En el perfil La Silla, la erosión alcanza parte de las lutitas verdes y azules del miembro superior, estando ausente todo el sector enrojecido cuspidal del mismo (unos 15 m en Río Huaco Sur). La erosión es más intensa en Río Francia y La Chilca, donde está eliminada hasta la mitad superior del miembro medio inferior de Fm. Patquía (areniscas rojas tabulares y pelitas con concreciones). Los procesos erosivos parecen estar asociados a tres eventos diferentes (Fig. 2 y 3): pre Fm. Cerro Morado (Río Huaco Norte), pre Fm. Vallecito (Río Huaco Sur, La Silla, Río La Chilca, Río Francia) y pre Fm. El Fiscal (Pampa Vieja).

Ubicación, extensión y edad aproximada

Este intervalo eólico es asimétrico vertical y lateralmente. Alcanza su mayor desarrollo en el perfil Río Francia, donde presenta un sector inferior de aproximadamente 120 m formado enteramente por capas eólicas de dunas, y otro sector superior en donde se intercalan depósitos de duna, interduna, planicie aluvial y cauces fluviales. El sector inferior de estas eolianitas se digita hacia el norte con el miembro inferior de Fm. Patquía (arriba definido), mientras que el sector eólico superior se interdigita con los términos inferiores del miembro medio inferior. Las dunas superiores desaparecen rápidamente hacia el norte: en el perfil Río La Chilca (Fig. 1) se observa una menor densidad de dunas y desaparecen completamente en el perfil La Silla. Eolianitas correlativas al sector inferior alcanzan la latitud del perfil Pampa



REFERENCIAS

-  Depósitos arenosos eólicos
-  Depósitos arenosos no eólicos
-  Depósitos conglomerádicos
-  Intervalo eólico (ver texto)
-  Depósitos pelíticos
-  Niveles de carbón
-  Niveles con dropstones
-  Lutitas oscuras

Figura 2: Correlación existente entre los diferentes perfiles estudiados. La distancia que los separa es la original, ya que yacen en la retaguardia de la misma estructura. Nótese la geometría irregular de todas las unidades descritas.

Vieja, pero allí ya no constituyen un mar de arena dado que son dunas aisladas interdigitadas con depósitos aluviales.

La edad de estas eolianitas está acotada entre pérmica media, determinada por Limarino y Césari (1987) en las lutitas lacustres del miembro superior de Fm. Patquía y carbonífera superior (estefaniana) de la infrayacente Fm. Tupe (invertebrados marinos y restos vegetales, Ottone y Azcuy 1986). Teniendo en cuenta que las eolianitas se encuentran en el miembro inferior de Fm. Patquía, se infiere una edad pérmica inferior para este mar de arena.

Con respecto a la extensión de este mar de arena fuera de la lámina estructural estudiada, sólo se conoce un intervalo correlacionable a éste que se encuentra en la Sierra de Mogna (al sureste), en el tope de los depósitos correlacionables a Fm. Patquía (véase Zambrano 1976; Milana 1991; denominada Fm. Quebrada de la Olla por Cuerda *et al.* 1984). Cabe destacar que las paleocorrientes medidas por Cuerda *et al.* (1981, 1984) son compatibles con las obtenidas en este estudio. Es posible que estas eolianitas sean también correlativas con las descritas por Limarino (1984) para Fm. La Colina, dado que sus edades son bastante afines aunque sus paleovientos son muy diferentes.

Características sedimentológicas y evolución vertical

Este desierto aparece y desaparece mediante una gradación rápida en la base y lenta en el techo. En los 15 metros basales de la secuencia de dunas aún se detectan procesos fluviales interactuantes con los eólicos. Esta interacción es del tipo 1 de Langford (1989) ya que los sedimentos aluviales (arenas gruesas, a veces sabulíticas) erosionan levemente, en forma mantiforme las dunas, no habiendo evidencia de depósitos de interduna o limos aluviales. Por encima de esta delgada secuencia mixta, se observa un intervalo de ~ 120 m, enteramente formado por dunas medianas y gigantes. El *set* más espeso en este sector supera los 10 m, y no muestra muchas superficies de reactivación (de 2do. orden, Brookfield 1977, 1984). Este *set* es el único que muestra procesos de deformación sinsedimentaria en su sector basal asociables a pequeños "slumps" causados por la mayor altura de su frente de avalancha (compárese con Bigarella 1972). El resto de los *sets* presenta un espesor medio de 2 a 3 metros. En ciertos casos se observan grupos de *sets* menores (de 0,6 a 1,2 m) que podrían representar partes laterales de dunas barjanoides, con caras de avalancha de menor magni-

tud. El sector eólico superior comienza con un depósito de interduna, bastante persistente lateralmente. Esta interduna parece ser del tipo húmedo (véase Langford y Chan 1990) dada la gran participación de carbonatos, y el alto grado de bioturbación. Las dunas en el intervalo superior se presentan como cuerpos aislados englobados dentro de depósitos de planicie de inundación fluvial. Muchas veces se puede observar la forma original de la duna (convexa hacia arriba), que sugiere la migración de formas aisladas de tipo barjanoide. Pueden observarse dos y hasta tres dunas amalgamadas, mostrando superficies secundarias de deflación limitantes. El nivel de participación de eolianitas en este sector pasa gradualmente de 1:1 hasta la desaparición casi total de las mismas en un tramo de 200 m de espesor.

Teniendo en cuenta estas variaciones verticales, se midieron algunas paleocorrientes en cada sector de estas eolianitas. Las medidas en el sector de transición basal, si bien escasas ($n=3$) indican una alta variabilidad de los vientos. En el sector formado únicamente por dunas, la distribución de polos es más concentrada, indicando una dirección de vientos predominante hacia el noreste (Fig. 4). Esta misma distribución indica que las dunas fueron principalmente de tipo barjanoide, dado que los polos de las caras de avalancha delimitan un campo similar al de los barjanes (Glennie 1971). En el intervalo superior, se observa que la dirección principal de vientos rota hacia el norte. Si bien éstas son dunas aisladas, sus paleocorrientes son coherentes, mientras que la distribución de polos es de tipo barjanoide corrobora las inferencias hechas a partir de las morfologías de las paleodunas. También se midieron algunas capas entrecruzadas fluviales que indican un transporte totalmente opuesto al eólico (Fig. 4).

Segundo intervalo eólico

Características generales de la unidad portante

El segundo intervalo eólico coincide con el desarrollo de Fm. Vallecito. A diferencia de otros autores (por ejemplo Limarino *et al.* 1987), se ha considerado que el primer depósito psefítico que aparece sobre estas eolianitas marca el inicio de la Fm. Cerro Morado, no formando una intercalación dentro de Fm. Vallecito dada su litología y paleoambiente más afín con Fm. Cerro Morado (depósitos aluviales vulcanoclásticos gruesos). Las únicas litologías no eólicas observadas en Fm. Vallecito son algunos limos-arenosos rojizos cerca del techo, los que representan ambientes

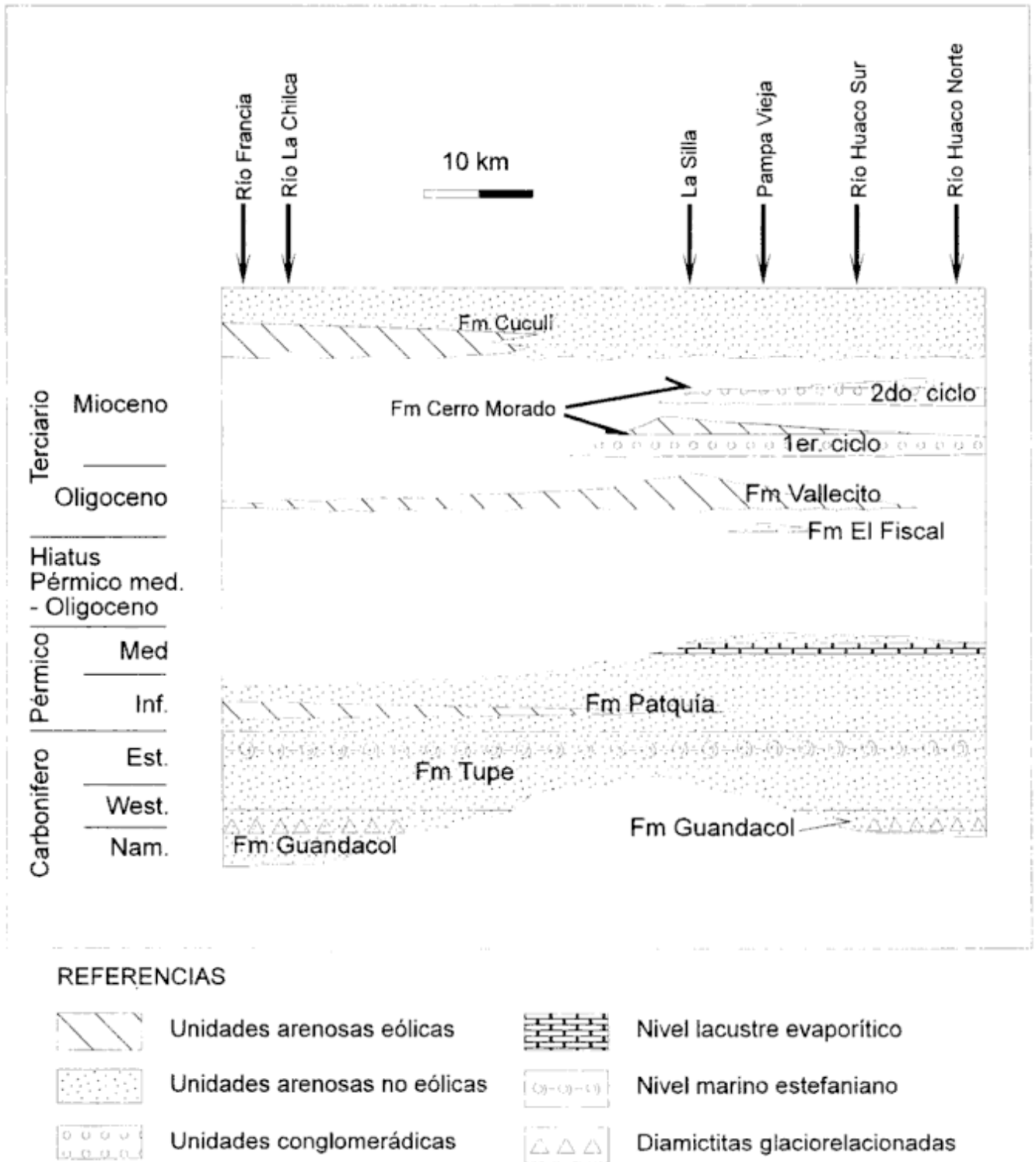


Figura 3: Sección cronoestratigráfica de las unidades portantes de eolianitas en la retaguardia del corrimiento de Niquivil. Algunas de las edades indicadas son sólo estimativas (véase texto).

aluviales distales. Como ya se mencionó, se ha reconocido una importante superficie erosiva entre Fm. Vallecito y Fm. Patquia (cf. Braccini 1946). Si bien este contacto no presenta muchos indicios de ser una superficie de discontinuidad importante, ello se debe a que el plano erosivo ha sido luego "limpiado" por los

procesos eólicos asociados a Fm. Vallecito. Como únicos relictos de deflación, se observan en el perfil de Río Francia algunos clastos de cuarzo de 2 a 5 cm dispersos irregularmente a lo largo del mismo que no han podido ser removidos de esta superficie por la baja competencia del viento. Tales clastos probable-

mente son relictos del "conglomerado silíceo" de Braccacini (1946), o bien de los conglomerados basales de la unidad aquí denominada Fm. El Fiscal, erosionados de los perfiles Río Francia y La Chilca. Cerca del Río Huaco, la erosión no alcanzó niveles tan profundos por lo que el plano de deflación se encuentra allí limpio de rodados siendo difícil distinguir vestigios de erosión.

El techo de Fm. Vallecito es una importante superficie de erosión que profundiza hacia el norte, hasta obliterar esta unidad tres kilómetros al norte del Río Huaco, donde Fm. Cerro Morado se apoya directamente sobre Fm. Patquía. Esta erosión es mínima en los perfiles Pampa Vieja y La Silla, donde se llegan a preservar algunos depósitos extraduna cuspidales (rojizos). Hacia el sur de estos perfiles la erosión aumenta nuevamente hasta la casi completa eliminación de esta unidad en Río Francia, pero en este caso atribuible a procesos pre-Fm. Cuculí.

Ubicación, extensión y edad aproximada

Las eolianitas de Fm. Vallecito alcanzan su mayor desarrollo (unos 350 m) en el perfil Pampa Vieja y La Silla. Hacia el norte se acuan, presentando unos 100 m de espesor en el perfil Río Huaco Sur, desapareciendo en Río Huaco Norte. Hacia el sur de La Silla, Fm. Vallecito presenta 80 m en Río La Chilca y en Río Francia sólo 20 m, y más al sur, se observan tramos en donde desaparece completamente. Fuera del área de estudio, las eolianitas moradas (inferiores) que afloran en la retaguardia del bloque estructural de Sierra de San Roque pueden ser correlacionables con esta unidad. La edad de Fm. Vallecito se considera miocena en base a una datación radimétrica de la unidad interpuesta entre Fm. Vallecito y Fm. Paquía efectuada por Jordan *et al.* (1993), cuyo contexto fue ya descrito en la introducción.

Características sedimentológicas y evolución vertical

Las características sedimentológicas de esta unidad ya han sido indicadas por Limarino *et al.* (1987), aunque cabe hacer algunas anotaciones producto de su estudio lateral. En los perfiles más completos de esta unidad se ha observado que el tamaño general del grano varía verticalmente. Tanto cerca del techo como de la base, se observan capas planas (interduna arenosa) compuestas de arena gruesa alternante con media, mientras que en el sector medio las arenas son medias y finas. El tamaño mayor de los granos tanto al inicio como al final del desarrollo de este mar de

arena puede deberse a la presencia de depósitos no eólicos cercanos de grano grueso susceptibles de ser transportados sólo distancias cortas. En la parte media del desierto, cuando se supone que alcanza su mayor desarrollo, los granos tienden a ser menores dada la depositación preferencial de los mayores en los sectores marginales del desierto. Un fenómeno similar ha sido observado en otros desiertos fósiles en gran extensión vertical y areal (Cevallos y Milana 1992).

El tamaño medio de los sets (3 a 5 m), se reduce notablemente en la parte superior de estas eolianitas (0,4 a 2 m de espesor). Esto también sugiere una posición marginal, ya que el tamaño de las dunas suele aumentar hacia el centro del desierto (Clemmensen y Abrahamsen 1983). Debido a estas diferencias, las paleocorrientes medidas fueron separadas en tres sectores (inferior, medio y superior).

Si bien los polos de los tres sectores (Fig.4) tienden a agruparse en un campo definido que indica paleovientos desde el SSE, existen diferencias destacables con respecto a la dispersión de los mismos. Las caras de avalancha del sector basal muestran la menor dispersión, definiendo un campo de barjanes (Glennie 1971). En el sector medio también se observa poca dispersión, pero se aprecia un grupo de láminas con inclinaciones opuestas a las caras de avalancha principal. Esto sugiere la presencia de algunas dunas de tipo piramidal ("star" o "rhourd", Turner 1980), que indican sectores con inestabilidades atmosféricas (Glennie 1971). El sector superior presenta la mayor dispersión de caras de avalancha que aunque no llegan a indicar formas tipo seif (no se observan dos modas marcadas), podrían sugerir formas complejas asociadas a vientos altamente variables, pero con un patrón general similar al de los otros sectores.

La evolución de las dunas inferida a partir de las caras de avalancha, es compatible con las características observadas en la base y techo de Fm. Vallecito. La coherencia de los vientos en el sector basal de este desierto, sugiere que el sistema eólico no se instaló gradualmente como en el primer intervalo, sino que existía antes de comenzar el registro sedimentario de esta unidad. Esta observación es corroborada por la existencia de un período de deflación previo al inicio de la acumulación de dunas, indicado por la superficie de erosión eólica descrita en la base de Fm. Vallecito, con clastos relictos dispersos. En cambio, la evolución vertical indica una paulatina desorganización del sistema eólico que desembocó en su eventual desaparición, evidenciada por la existencia de una transición a depósitos de extraduna (pelitas y arenas finas) en el techo de esta unidad.

Tercer intervalo eólico

Características generales de la unidad portante

Es el intervalo eólico de menor magnitud y se halla limitado en su base y techo por conglomerados de la Fm Cerro Morado, que presenta dos ciclos granodecrecientes principales. Estas eolianitas constituyen la parte más fina del primer ciclo, mientras que los depósitos areno-pelíticos fluviales de Fm. Cauquenes constituyen la parte fina del segundo ciclo (Fig.3). La base de cada ciclo es una superficie erosiva importante (de cuarto orden según Miall 1985). El nivel de erosión en ambas superficies y el espesor de cada ciclo aumenta hacia el norte, de manera que la progresiva profundización de la erosión asignable al segundo ciclo elimina las eolianitas poco al norte del Río Huaco. La erosividad del ciclo inferior es la asociada a la desaparición de Fm. Vallecito y Fm. El Fiscal al norte del Río Huaco. El espesor de Fm. Cerro Morado disminuye hacia el sur: en Río Huaco Norte alcanza unos 700 metros, en La Silla sólo unos 300 metros, y en los perfiles australes (Río Francia y La Chilca) está ausente.

Ubicación, extensión y edad aproximada

Como se indicó, este intervalo sólo se observa en los perfiles La Silla, Pampa Vieja y Río Huaco Sur. El espesor del mismo llega a alcanzar 120 m (La Silla) reduciéndose a unos 25 m en Río Huaco Sur. No se han reconocido depósitos de este intervalo eólico fuera del área de estudio, dado que están íntimamente ligados a Fm. Cerro Morado, cuyos afloramientos son muy limitados. La edad de estas eolianitas es considerada aquí miocena en base a las dataciones hechas por Jordan *et al.* (1993, véase introducción). Braccini (1946) y Furque (1979) le asignaron una edad triásica por correlaciones litológicas, edad aceptada luego por varios investigadores (López Gamundi *et al.* 1985; Limarino *et al.* 1987), pero que se considera aquí errónea.

Características sedimentológicas y evolución vertical

Las eolianitas de este intervalo son muy similares a las de Fm. Vallecito, pero se las puede diferenciar por que presenta algunas dunas pardo-verdosas, no observadas en eolianitas de Fm. Vallecito. También se aprecia una gran participación de arena gruesa en la composición de estas dunas. La base de esta unidad es gradacional, mientras que su techo está erosionado.

No se observa interacción entre los depósitos aluviales y eólicos en el sector basal, salvo por la existencia de una delgada intercalación de interduna seca. La dimensión de los *sets* es bastante variable, desde 0,8 m hasta 4 m, y son comunes los *sets* opuestos o con inclinaciones muy diferentes, reflejado también por el análisis de paleocorrientes.

Debido al escaso espesor de este intervalo y a la ausencia de variaciones verticales notables, no se sectorizaron las medidas de paleovientos. La dispersión de los polos de las caras de avalancha es la mayor de los cuatro intervalos estudiados. Tal dispersión parece deberse a la existencia de dunas longitudinales (*seifs*), que comúnmente se desarrollan bajo vientos con dos direcciones predominantes que soplan con una convergencia de 90° (Glennie 1971; Bigarella 1972; Brookfield 1984). Además de las dunas tipo *seif*, se observó un campo secundario de dunas barjanoides (Fig.4), las cuales pueden estar dispuestas en las interdunas localizadas entre los *seifs* (Turner 1980), e indicarían la dirección del vector resultante de los paleovientos dominantes (Glennie 1971).

La evolución de los vientos de Fm. Vallecito, y los paleovientos observados en este intervalo parece seguir una tendencia común. La progresiva pérdida de coherencia del paleoviento principal reflejada por la dispersión de las caras de avalancha en Fm. Vallecito, parece culminar en este intervalo con la diferenciación de dos patrones de vientos cruzados que generaron los *seifs* presentes. Por otra parte, los paleovientos en Fm. Vallecito y Fm. Cerro Morado presentan una tendencia a la progresiva rotación antihoraria. Esto sugiere que, a pesar de las discontinuidades interpuestas entre estos dos mares de arena, el tiempo que medió entre los mismos no fue demasiado largo.

Cuarto intervalo eólico

Características generales de la unidad portante

Al igual que los restantes intervalos, éste también se caracteriza por su irregular distribución areal. En los perfiles donde aflora, su base es una importante superficie erosiva adosada al techo de Fm. Vallecito y a veces de Fm. Patquía. En su techo, estas eolianitas gradan rápidamente hacia los depósitos fluviales de Fm. Cuculí. Las similitudes litofaciales, han ocasionado que esta unidad haya sido anteriormente mapeada junto con Fm. Vallecito (Furque 1983), aunque existen rasgos que diferencian ambas unidades en el campo. La base de estas eolianitas está muy alterada debido a la bentonización de los componentes piroclásticos de las dunas. En el Río La Chilca se

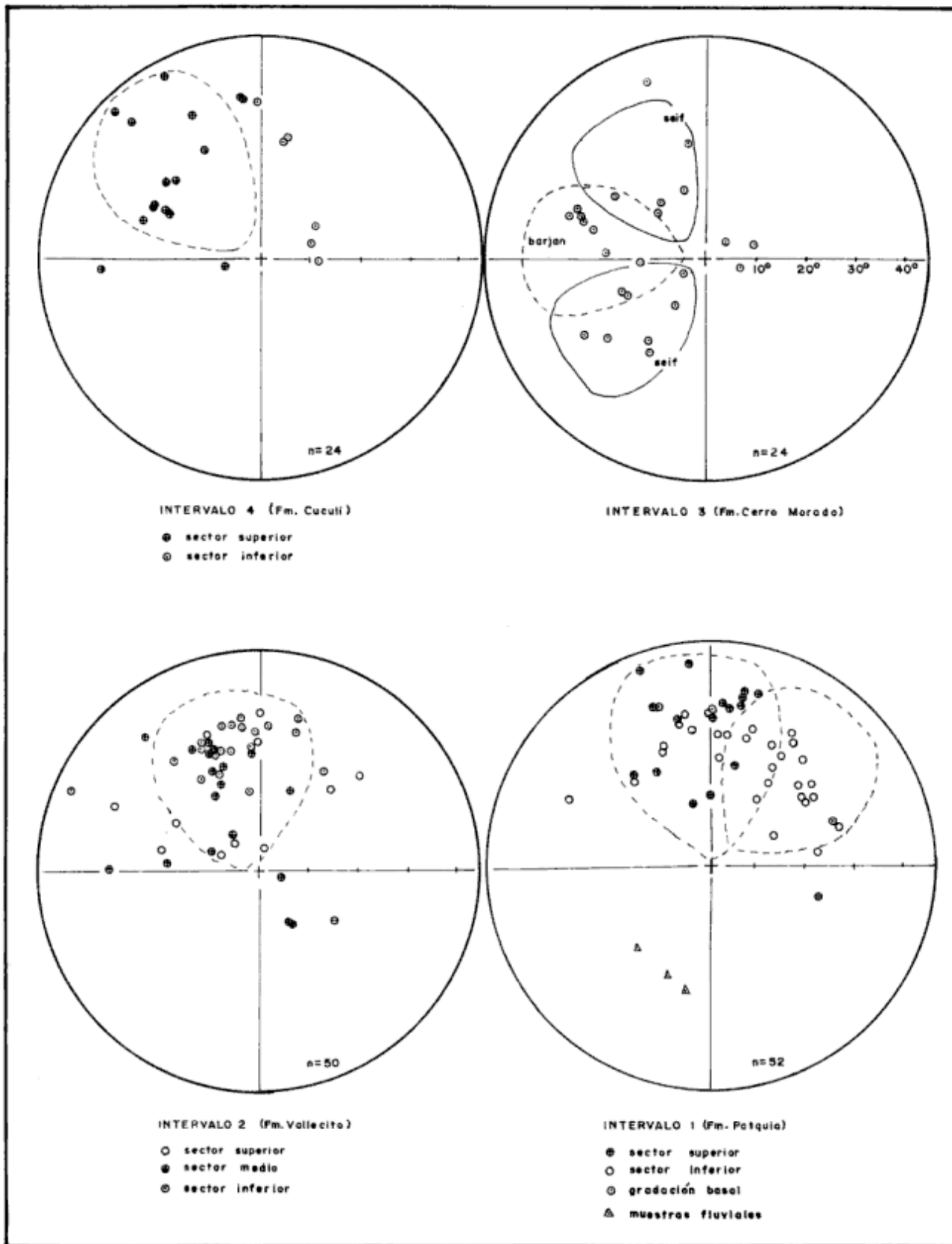


Figura 4: Representaciones estereográficas de los polos de caras de avalanchas de paleodunas de cada desierto eólico (intervalos) descrito en el texto. Intervalo 1 en Fm. Patquía, Intervalo 2 en Fm. Vallecito, Intervalo 3 en Fm. Cerro Morado, Intervalo 4 en Fm. Cuculí. Los campos indicativos de barjanas y seifs según Glennie (1971).

puede observar un corte limpio de la base, dado por un contacto muy limpio y parejo, interpretado como superficie de deflación, dado que separa esta eolianitas de las de Fm. Vallecito. El diferente grado de litificación, de color (morado en la inferior y naranja en la superior) y de composición entre ambas eolianitas permite diferenciarlas en el campo.

Esta unidad eólica está formalmente innominada, aunque se correlaciona con los depósitos eólicos del miembro medio de Fm. Pachaco. Para no complicar la nomenclatura estratigráfica local, se la considera como miembro inferior de Fm. Cuculí, a la que grada en su tope. Esta unidad eólica no se observa hacia el norte, interpretándose que se produce un cambio de facies hacia depósitos fluviales de Fm. Cuculí en el tramo cubierto entre Río La Chilca y La Silla (36 km, Fig.2).

Ubicación, extensión y edad aproximada

Este intervalo eólico (sólo medido en Río Francia y Río La Chilca), muestra 300 m de espesor, y está compuesto enteramente por areniscas eólicas (aunque los sedimentos basales parecen pelitas rojizas, debido a su bentonización). Fuera del área de estudio, estas eolianitas se extienden por casi toda la franja occidental de la Precordillera Central, habiéndose las reconocido en Quebrada Caracoles (km 35; ruta Jáchal-Rodeo), retaguardia del corrimiento de San Roque (SO de Jáchal), Tambolar y Pachaco (ruta prov. 20, San Juan-Calingasta), Los Sombreros (70 km SO de San Juan), y aparentemente son correlacionables a las eolianitas del sector basal de Fm. Mariño en Mendoza (Milana *et al.* 1993).

La edad de este intervalo está bien acotada por dataciones radimétricas efectuadas pocos metros arriba de su tope (14 a 16 Ma, Jordan *et al.* 1990) y por las efectuadas en la subyacente Fm. Cerro Morado (12-15 Ma). Así, se podría indicar un rango cronológico para este desierto de 14 a 15 Ma.

Características sedimentológicas y evolución vertical

Dentro del conjunto de estas eolianitas podemos separar dos sectores diferenciados litológicamente. El sector inferior (150 metros) se caracteriza por areniscas de color naranja (intenso en superficie fresca), una importante alteración bentonítica superficial (gran cantidad de componentes piroclásticos) y una notable cantidad de yeso como cemento y también segregado en venas. Estas características difi-

cultaron la obtención de planos adecuados para la medición de paleovientos, ya que los escasos planos presentes suelen estar curvados por efecto de hidratación del yeso.

La cementación diferencial de las areniscas del sector inferior facilita la visualización de las variaciones texturales dentro de las paleodunas. De esta forma, se pudieron observar capas bien definidas de flujos de arena ("sandflow strata", Hunter 1977) mostrando acunamientos laterales y en ambos sentidos de la paleopendiente. El espesor de estas capas suele variar entre 2 y 8 cm, aunque las gruesas pueden representar 2 ó 3 capas amalgamadas. Los flujos se diferencian cromáticamente de las lluvias de granos dado que las últimas son más rojizas y de menor granulometría. La dimensión de los *sets* en este sector es muy variable (desde 1,2 hasta 5 m), como lo es también la orientación de las capas entrecruzadas.

El sector superior presenta coloraciones pardo moradas claras y verdes en menor cantidad, mientras que las arenas son bastante limpias en superficie debido al bajo contenido de material piroclástico. Se observaron escasos *sets* bentonizados, indicando una actividad eruptiva más esporádica que en el sector inferior. El tamaño de grano es más regular (arena media a fina) y no se diferencian claramente las capas asociadas a flujo y lluvia de granos.

Hacia el techo, los *sets* presentan un espeso sector basal de láminas pseudohorizontales donde abundan las capas de gradación inversa, observándose a veces una topografía ondulítica de escaso relieve (2 a 3 granos de espesor) definida por el agrupamiento de granos gruesos en los sectores superiores. Esto sugiere un mayor desarrollo de láminas de arena ("aeolian sand sheets", Hunter 1977) caracterizadas por la existencia de ondulitas de impacto. En la primer parte del sector superior se han observado *sets* gigantes de hasta unos 10 m, aunque signados por numerosas superficies de reactivación (de 2º orden, Brookfield 1984). Hacia el techo de este sector, los *sets* se reducen a un espesor medio de 2 m, habiendo grupos de *sets* entrecruzados tipo artesa, con espesores que no sobrepasan el metro. Este fenómeno parece asociarse a la próxima desaparición de este desierto (compárese con lo indicado para el segundo intervalo).

Con respecto a los paleovientos, se han diferenciado los valores que provienen del sector inferior y del superior (Fig. 4). Los del inferior, son escasos (n=6) y muestran una gran dispersión, aunque tienden a indicar vientos desde el sur y quizás desde el OSO. Los polos de las capas entrecruzadas del sector superior muestran una gran dispersión pero se agrupan en un solo cuadrante, indicando vientos dominantes

Tabla 1: Características generales de los mares de arena (Intervalos eólicos) descritos en el texto.

INTERVALO EOLICO	PRIMERO	SEGUNDO	TERCERO	CUARTO
UNIDAD PORTANTE	Fm Patquía	Fm Vallecito	Fm Cerro Morado	Fm Cuculi
EDAD PROBABLE	Pérmico inferior	Oligoceno-Mioceno	Neógeno (Mioceno)	Neógeno (Mioceno)
RELACION DE BASE	Gradación rápida	Erosiva	Gradación rápida	Erosiva
RELACION DE TECHO	Gradación lenta	Erosiva - gradación rápida	Erosiva	Gradación rápida
ESPESOR MAXIMO	200 m	400 m	100 m	300 m
GEOMETRIA	Se afina y desaparece hacia el norte por cambio de facies	Se afina al sur y norte desde LS Desaparece en RHN Tiene 10 m en RFR	Desaparece al sur de LS, y se afina al norte. Todo erosionado en RHN	Se afina y desaparece hacia el norte por cambio de facies
TIPO DE DUNAS	Barjanas	Barjanas y complejas menormente	Seifs y Barjanas	Barjanas
PALEOVIENTOS	Desde el SO y luego desde el Sur	Desde el SSE	Desde el SE y NE Promedio: del E	Desde el SE
SUBINTERVALOS (EVOLUCION VERTICAL)	Base: fluv.-eól. Mitad inf.: eól. Mitad sup.: fluv. y eól	Inf.: eól.unidir. Med.: eól.desorg. Sup.: eól.desorg.	Eólico bidir.	Inf.: eól.desorg. Sup.: eól.unidir.

del cuadrante SE y sugiriendo que las dunas fueron de tipo barjanoide. Es destacable que también en las eolianitas correlativas de Fm Pachaco se determinó una rotación antihoraria (más de 250 caras de avalancha medidas; Cevallos y Milana 1992), aunque desde el SSE hacia el este.

Conclusiones

En el área de Jáchal se han determinado cuatro intervalos eólicos claramente diferenciados entre sí

(Tabla 1) tanto desde el punto de vista sedimentológico (tipos de dunas, evolución, paleovientos, composición), como desde el estratigráfico, dadas las superficies de discontinuidad que separan las unidades portantes de estos intervalos. La existencia de nuevas dataciones en el área ha permitido reasignar edades a varias de las unidades portantes de eolianitas, que han sido comparadas con el contexto geológico regional. Por ello, se considera que la edad terciaria de las unidades del Grupo Río Huaco (Fms. Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes) es la más probable. Existiría otra pequeña unidad antes considerada integrante del techo de Fm. Patquía cuya edad también es

terciaria y para la que se propone el nombre de Fm. El Fiscal. Esta reasignación de edades indica que tres de los cuatro mares de arena descritos aquí han sido terciarios y el más antiguo pérmico. Se destaca que existen más eolianitas en el área, no analizadas aquí debido a no estar asociadas a mares de arena (por ejemplo, las del techo de Fm. Patquía).

Se ha esbozado la historia de cada mar de arena en base al estudio vertical de las variaciones sedimentológicas, que se resumen a continuación:

Primer Intervalo: De probable edad pérmica inferior, se desarrolla dentro de Fm. Patquía. Este mar de arena se interdigita con depósitos fluviales hacia el norte y presenta una evolución en dos etapas. Se instala y expande rápidamente, presentando una primera etapa con dunas grandes tipo barján indicativas de vientos del suroeste. En la segunda etapa alternan dunas tipo barján con depósitos fluviales; y los vientos rotan ligeramente, soplando desde el sur.

Segundo Intervalo: Conformado por la Fm. Vallecito, cuya edad probable es miocena baja. Una importante superficie erosiva indicada por un residuo de deflación infrayace a estas eolianitas. La acumulación de dunas barjanoides comienza con un patrón de vientos del SSE bien definido, mientras que desde la mitad del intervalo, los vientos comienzan a dispersarse, y a rotar antihorariamente (vientos desde el sureste). El mar de arena termina con la aparición de sedimentos aluviales finos en los perfiles más completos. El techo de estas eolianitas está fuertemente erodado al sur y norte de Pampa Vieja-La Silla, causando su desaparición al norte del Río Huaco (erosión pre-Fm. Cerro Morado) y al sur del Río Francia (erosión pre-Fm. Cuculí).

Tercer Intervalo: Compone la parte superior del primer ciclo de Fm. Cerro Morado, de probable edad neógena. La erosión causada por el segundo ciclo, elimina estas eolianitas al norte del Río Huaco. El análisis de las caras de avalancha sugiere que las paleodunas fueron de tipo seif, con una población secundaria de barjanas. Esto indica dos vientos principales cruzados y cuya dirección de transporte resultante fue hacia el ONO. Este patrón de circulación, es coherente con la desorganización creciente en los vientos observada en el intervalo anterior.

Cuarto Intervalo: De edad terciaria (Miembro inferior de Fm. Cuculí), se apoya directamente sobre Fm. Vallecito y a veces sobre Fm. Patquía, mediante una superficie muy limpia, de deflación. Presenta un sector inferior de arenas naranjas alteradas por su

contenido piroclástico y de yeso, compuesto por barjanas de dimensión y orientación irregular asociados a una alta dispersión de los vientos, con moda principal desde el sur y menor del oeste. El sector superior (arenas limpias, pardo moradas y verdes) presenta dunas tipo barjanas, menos dispersas y asociadas a vientos desde el sureste.

Agradecimientos

Se desea agradecer la colaboración de Martín Cevallos en la medición de caras de avalancha eólicas, la oportunidad de recorrer algunos perfiles facilitada por Tomás Zapata, y las discusiones sobre algunos aspectos del trabajo con Teresa Jordan. Este trabajo también se benefició con la revisión crítica de Carlos Limarino y de los árbitros anónimos de la Revista.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y ISACKS, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in an amagmatic orogen: the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9: 789-809.
- Aparicio, E.P., 1975. Mapa geológico de San Juan. Editorial Universitaria, Universidad Nacional de San Juan, 50p., San Juan.
- Azcuy, C.L., 1985. Paleogeography and stratigraphy of Late Carboniferous of Argentina. 10th International Congress Carboniferous Stratigraphy and Geology, Acta 4: 281-293.
- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R. 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amana - El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 405-429.
- Benedetto, J.L., Ortega, G., Brusa, E. y Toro, B., 1985. Estratigrafía y fauna de la secuencia neo-ordovícica y Llandoveryana del río Escondido (flanco occidental del Cerro El Fuerte), Prov. de San Juan. 1^{er} Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Acta 1: 128-133.
- Bercowski, F. y Zambrano, J.J., 1990. Carbonífero y Pérmico de San Juan. En: Bordonaro, O.L. (Ed.): Geología de San Juan, Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. 11^{er} Congreso Geológico Argentino: 78-99, San Juan.
- Bigarella, J.J., 1972. Eolian environments their characteristics, recognition, and importance. En: Rigby, J.K. y Hamblin, W.K., (Eds): Recognition of sedimentary Environments, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16: 12-62.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de la prov. de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 19 (1): 5-221, Córdoba.
- Borrello, A. y Cuerda, A., 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Not. 7(3-15), Buenos Aires.
- Bossi, G. y Andreis, R.R., 1983. Secuencias deltaicas y lacustres del

- carbonífero del centro-oeste Argentino. *Anales 10º Congreso Internacional Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, 3: 285-309, Madrid.
- Braccacini, O., 1946. Contribución al conocimiento de la Precordillera sanjuanino-mendocina (primera parte). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 23: 81-105, Buenos Aires.
- Braccacini, O., 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(1): 5-14.
- Brookfield M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.
- Brookfield M.E., 1984. Eolian facies. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models*, (2nd ed.), Geoscience Canada, pp. 53-70.
- Cevallos, M. y Milana, J.P., 1992. Sedimentología de un desierto eólico Terciario (San Juan, Argentina). 4º Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata, Acta 3: 121-128.
- Clemmensen, L.B. y Abrahamsen, K., 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin, (Permian) Scotland. *Sedimentology*, 30:311-339.
- Cuerda, A., 1986. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza, Acta 1: 49-58.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C., 1981. Geología de la Sierra de Mogna, Prov. de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Acta 3: 139-158.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C., 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192: 1-86.
- Damanti, J.F. y Jordan, T.E., 1989. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaco, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 858-873, Tulsa.
- Fielding, E.J. y Jordan, T.E., 1989. Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with ancient Rocky Mountain deformation. En: Schmidt, C.J. y Perry, W.J., (Eds.): *Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordillera Thrust belt*, Geological Society of America, Memoir 171:143-162.
- Frenquelli, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 2: 213-265.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minas, Boletín 92: 1-104, Buenos Aires.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal, Prov. de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164: 1-79, Buenos Aires.
- Furque, G., 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c, La Ciénaga (Gualilán), Prov. de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193: 1-111.
- Glennie, K.W., 1971. Desert Sedimentary Environments. *Developments in Sedimentology*, 14, Elsevier, 111 pp., Amsterdam.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. y Damanti, J.F., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Jordan, T.E., Ruddy, P.M., Mc Rae, L.E., Beer, J.A., Tabbutt, K. y Damanti, J.F., 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Rio Azul Section, Precordillera thrust belt, San Juan province, Argentina. *Journal of Geology*, 98:519-539.
- Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.
- Langford, R.P. y Chan, M.A., 1990. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, 36: 1037-1051.
- Limarino, C.O., 1984. Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico Superior), Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 58-67.
- Limarino, C.O. y Césari, S., 1987. Consideraciones sobre la edad de la sección superior del Grupo Paganzo (Paleozoico superior), Rep. Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Sta. Cruz de la Sierra, Bolivia, Acta 1: 315-330.
- Limarino, C.O., Sessarego, H.L., Césari, S. y López Gamundi, O., 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 38: 81-109, Buenos Aires.
- Limarino, C.O., Sessarego, H.L., López Gamundi, O.R., Gutiérrez, P.R. y Césari, S.N., 1987. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de La Ciénaga, oeste de Huaco, Provincia de San Juan: Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 153-167.
- Limarino, O. y Spalletti, L.A., 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 49: 109-127.
- López Gamundi, O., Page, S., Ramos, A. y Espejo, I., 1985. Redefinición litoestratigráfica del Grupo Río Huaco: características genéticas de las Formaciones Cerro Morado y Cauquenes (Triásico), en la Ciénaga del Vallecito, San José de Jáchal, San Juan. 1 Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas: 65-70, San Juan.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, 22: 261-308.
- Milana, J.P., 1991. Sedimentología y magnetoestratigrafía del formaciones Cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 313 pp. (Inédito).
- Milana, J.P. y Cevallos, M., 1993. Método numérico programado en QBASIC para calcular la posición original de elementos geométricos (planos o líneas) que han sufrido una rotación conocida. *Ciencias, Revista de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan*, 3:21-29.
- Milana, J.P. y Cevallos, M., en prensa. Método numérico programado en QBASIC para calcular la posición original de elementos geométricos (planos o líneas) que han sufrido una rotación conocida. *Ciencias, Revista de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan*.
- Milana, J.P., Cevallos, M., Zavattieri, A.M., Pramparo, M. y Papu, H.O., 1993. La secuencias Terciaria de Pachaco: Sedimentología, edad, correlaciones y significado paleogeográfico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 1:226-234.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Acta 3: 59-74.
- Ottone, E. y Azcuy, C.L., 1986. El perfil de Quebrada la Delfina, prov. de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 124-136.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la República Argentina. EUDEBA, 216 pp., Buenos Aires.
- Riveros, C. y Bercowski, F., 1985. Sedimentología de la Formación Guandacol en la Quebrada Mina Esperanza, Huaco, Jáchal. 1º Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Actas, 1: 307-312.
- Salfity, J.A. y Gorustovich, S.A., 1984. Paleogeografía de la Cuenca de Paganzo (Paleozoico Superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4):437-453.

- Simon, W., 1985. Algunos aportes a la geología del distrito minero Huachi, San Juan. 1° Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Actas 1: 370-375.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 4 (3): 3-187.
- Strelkov, E.E. y Alvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 3: 115-130.
- Suppe, J., 1985. Principles of structural geology. Englewood Cliffs, Prentice Hall, 537 pp., N.Jersey.
- Turner, P., 1980. Continental red beds. Developments in Sedimentology, Elsevier Publ. 390 pp. Amsterdam.
- Zambrano, J.J. 1976. Estudio geológico-estructural del área de Mogna, prov. de San Juan, Argentina, Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Informe, 22 p. (Inédito).

Recibido: 5 de enero, 1993

Aceptado: 2 de diciembre, 1993

Uso de isótopos ambientales (^{18}O , ^2H , ^3H) para la determinación de recarga y trazado de procesos hidrodinámicos en un sector costero de la Provincia de Buenos Aires. II parte.

H.O. PANARELLO¹; M. LEVIN²; R. DE FELIPI³; F. LORENZO³; J. PALADINO⁴ Y A. VIZCAINO⁴

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) CONICET. Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

²Compañía Naviera Pérez Companc. Maipú 1, 1084 Buenos Aires

³Dirección de Geología, Minería y Aguas Subterráneas (DIGMAS). Calle 7 y 58, 1900 La Plata

⁴Consejo Federal de Inversiones (CFI). San Martín 871, 1004 Buenos Aires

ABSTRACT. Use of environmental isotopes (^{18}O , ^2H , ^3H) for detecting recharge and as tracers of hydrodynamic processes in a coastal sector of Buenos Aires Province. Part II. Isotopic results are presented from groundwater samples collected in regions I and II, covering San Clemente del Tuyú (SC), Santa Teresita (ST), San Bernardo (SB), Mar de Ajó (MA), Pinamar (P) and Villa Gesell (VG). According to the original work plan, the results from samples obtained in three visits to SC, ST, SB and MA and two visits to P and VG, were compared to establish their isotopic behavior. Isotopic results led to confirm some hypothesis, presented in Part I, related to mechanisms of recharge and conditions of infiltration. Tritium content has proved to be of value in estimating the ratio between recently recharged and older waters, stored in the reservoirs. In addition it is also useful in tracing local hydrodynamic processes.

Introducción

De acuerdo con lo publicado en un primer informe (Levin *et al.* 1988), dentro de un trabajo hidrogeológico global realizado en el marco de un convenio entre la Dirección de Geología, Minería y Aguas Subterráneas (DIGMAS) y el Consejo Federal de Inversiones (C.F.I.), se realizó un estudio isotópico en un sector costero de la provincia de Buenos Aires entre Punta Rasa y la ciudad de Bahía Blanca, llevado a cabo por el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), con financiamiento parcial del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA).

Se establecieron estimativamente cuatro etapas anuales para el desarrollo de las tareas. La zona de trabajo se dividió en seis regiones. La primera corresponde al cabo San Antonio desde Punta Rasa a Punta Médanos, la segunda entre Punta Médanos y Mar Chiquita (Figura 1). La tercera entre Mar Chiquita y Mar del Plata. La cuarta corresponde a Mar del Plata y la sexta entre Miramar y Punta Alta. (La quinta región corresponde a la playa).

Para la realización de los trabajos iniciales con la aplicación de isótopos ambientales, se eligieron las localidades de San Clemente, Santa Teresita, San Bernardo y Mar de Ajó (Levin *et al.* 1988). Las condiciones climáticas extremas, con precipitaciones que han superado ampliamente la media e inundaciones en áreas extensas de la provincia, hacían vislum-

brar la posibilidad, dadas las características del reservorio a estudiar, que la recarga incrementada podía haber homogeneizado isotópicamente las aguas subterráneas. Por ello se consideró que era posible partir de esa situación para estudiar la evolución hacia condiciones de mayor normalidad en el área de trabajo.

Por las razones expuestas, se consideró conveniente realizar un muestreo en dos localidades de la zona comprendida para el desarrollo de la segunda etapa de trabajos hidrogeológicos, con fines comparativos. Se pretendía evaluar en forma preliminar si en lugares con mayores espesores arenosos, con evidencias de intercalaciones de mantos pelíticos que actúan como acuitardos, podían encontrarse diferenciaciones en la composición isotópica de las aguas subterráneas. Se consideró que las precipitaciones anormales, no necesariamente homogeneizarían el sistema en ese medio, dado que deberían tener un mayor tiempo de tránsito en los procesos de infiltración vertical. Las localidades elegidas para este fin fueron Pinamar y Villa Gesell.

Geología

El basamento hidrogeológico en la zona de estudio es la Formación Pampiano (Fidalgo *et al.* 1973), de edad cuaternaria. Se trata de sedimentos loésicos

con predominancia de la fracción limo, calcáreos, con un espesor reconocido en perforaciones aledañas de más de 50 metros.

Esta formación, que aflora hacia el oeste, en la zona de estudio se encuentra cubierta sin excepción por sedimentos arenosos de origen eólico, de edad postpampiana, yacientes en muchos casos sobre relictos de las últimas ingresiones marinas del Cuaternario.

La acumulación de estos depósitos eólicos reconoce por lo menos tres ciclos; el más antiguo aflora hacia el oeste, apoyado sobre los sedimentos pampianos. Tiene el aspecto típico de duna devastada y sus sectores más erosionados permiten el afloramiento de cordones conchiles, relictos de las ingresiones marinas mencionadas.

El segundo episodio medanoso puede ser localizado entre el anterior y las dunas actuales, en la posición más occidental respecto a estas últimas; es de características semifijas y posee una expresión topográfica más acentuada que el anterior.

La última secuencia arenosa constituye las dunas actuales que flanquean la línea de costa, con alturas de hasta más de 20 m s.n.m. en su mayor expresión

(medanos a la altura del faro Punta Médanos Sur) y un desarrollo que llega a los 5 km sobre el mismo lugar. Los cordones de dunas mantienen un ancho regular desde Villa Gesell hacia el norte y alcanzan un mayor desarrollo en Punta Médanos. Más al norte, se adelgaza progresivamente, al tiempo que pierden altura y expresión topográfica, para llegar a un mínimo sobre la punta norte del cabo San Antonio (San Clemente del Tuyú).

Las perforaciones de la zona muestran una secuencia arenosa correspondiente a los ciclos eólicos mencionados, sobre depósitos también psamíticos, producto de los sucesivos depósitos costeros. Sin embargo, existen intercalaciones arcillosas, que en general no superan los 3 a 5 m, relictos de antiguas lagunas costeras o relleno de canales de marea. En muchas ocasiones, estas intercalaciones ofrecen un aspecto típico de depósitos palustres, lo cual está asociado frecuentemente con la presencia del ión ferroso en las aguas subterráneas, en función del carácter fuertemente reductor de estos depósitos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, se trata de una secuencia típicamente acuífera, correspondiendo las intercalaciones pelíticas aludidas a un carácter acuitado, cuya magnitud depende fundamentalmente del factor hidráulico más que del hidrológico.

Las unidades geomorfológicas fueron distinguidas por Sala *et al.* (1976).

Métodos analíticos

Las muestras de agua para análisis isotópicos fueron procesadas de la siguiente manera:

Para la determinación de oxígeno-18 se procedió a la equilibración de las muestras con CO₂ a 25°C y su ulterior purificación criogénica como se describe en Panarello y Parica (1984).

La determinación de deuterio se hizo de acuerdo a la técnica de Coleman *et al.* (1982), que consiste en la reducción del agua a hidrógeno mediante zinc a 485 ± 2°C.

Para la medición de la relación isotópica ¹⁸O/¹⁶O y ²H/¹H se empleó un espectrómetro de masas Micromass 602-D de doble colector y doble sistema de introducción, con válvula conmutadora tipo McKinney. Los resultados analíticos se expresan como desviaciones respecto del patrón internacional Vienna-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta = 1000 \times \frac{R(\text{muestra}) - R(\text{V-SMOW})}{R(\text{muestra})} \text{‰}$$

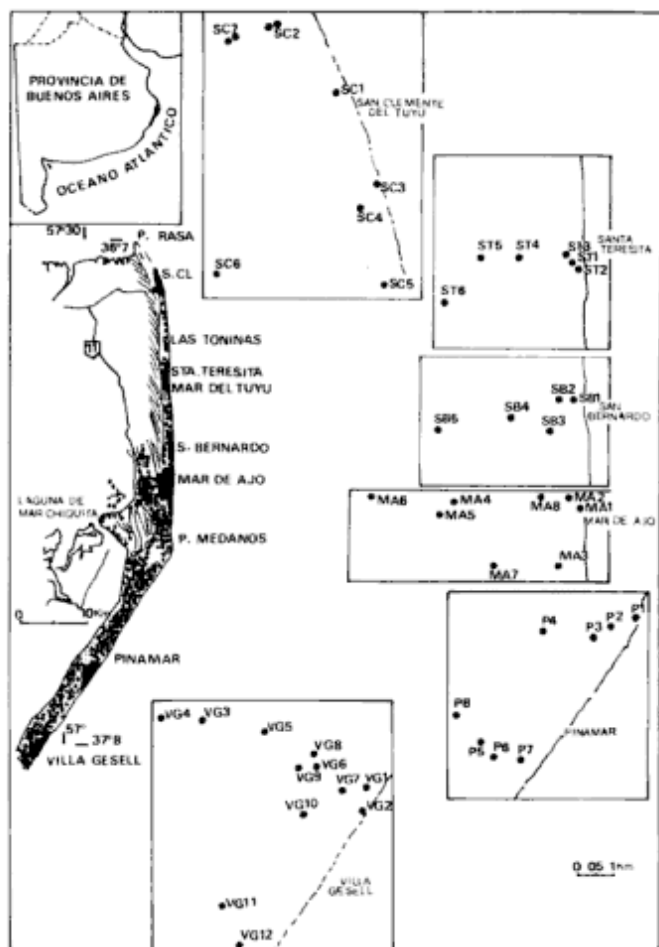


Figura 1: Localización de las regiones de trabajo (véase texto).

donde δ es $\delta^{18}\text{O}$ o $\delta^2\text{H}$ la desviación isotópica en ‰; R es la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^2\text{H}/^1\text{H}$; V-SMOW se encuentra definido en Craig (1961) y Gonfiantini (1978);

Los errores analíticos ($\pm 1s$) corresponden a 0,1 ‰ en oxígeno-18 y 1 ‰ en deuterio.

Los análisis de tritio fueron realizados, previo enriquecimiento electrolítico, por espectrometría de centelleo líquido. Las concentraciones se expresan como Unidades de Tritio (U.T.), definidas como:

$$1 \text{ U.T.} = 1 \text{ átomo } ^3\text{H} / 10^{18} \text{ átomos de H}$$

El error analítico de las muestras ($\pm 1s$) oscila entre 0,5 a 0,7 U.T.

En todos los casos se muestrearon pozos en funcionamiento o bien luego de ponerlos en marcha y esperar alrededor de 2 horas para que se estabilicen. Las muestras tomadas de tres pozos someros en San Clemente, Mar del Tuyú y Costa Azul, fue la llamada de "cuchareo", i.e. el caño camisa de 2" se fue bajando por penetración y la obtención de muestras litológicas y de agua se efectuó con una cuchara de 1 1/2". Llegando a la profundidad deseada, se efectuaba la limpieza y luego se esperaba la entrada de agua al pozo para coleccionar la muestra para análisis químicos e isotópicos.

Resultados

A continuación se dará una lista de los trabajos llevados a cabo en el campo del estudio hidrológico clásico para luego entrar en la interpretación de los datos isotópicos.

Se completó la prospección geoelectrica de la región, habiéndose realizado 105 sondeos eléctricos verticales de 18 transectas perpendiculares a la costa y algunas paralelas a la misma y en perforaciones someras.

Se censaron 285 manifestaciones y se analizaron químicamente las muestras de agua obtenidas en cada una de las manifestaciones relevadas.

Se han elaborado diagramas del tipo Piper y Schoeller-Berkaloff y determinado los índices hidroquímicos más frecuentes. Es decir, se cuenta con la caracterización química completa de los acuíferos freáticos y el semiconfinado.

Existe una marcada diferencia química entre las aguas provenientes del acuífero freático y semiconfinado, que como puede apreciarse en el diagrama de Schoeller (Figura 2), integran dos familias bien diferenciadas, sobre todo en la rama catiónica. Las principales características del acuífero freático es

que sus aguas son bicarbonatadas cálcicas, bajo contenido salino, alta dureza, bajo contenido o ausencia de sulfatos. En tanto, las aguas del acuífero semiconfinado pueden resumirse como bicarbonatadas-sódicas, baja dureza y mayor contenido salino que las freáticas.

Con la información analizada hasta el presente se supone un modelo de evolución vertical de las aguas en el que la relación entre ambos acuíferos, estaría dando un intercambio de bases que se produce por la circulación del agua en un estrato arcilloso, formado por sedimentos marinos (homologables al Querandino) que se encuentran entre los 25 y 18 metros de profundidad (variable según las zonas).

En el estudio geoquímico del acuífero semiconfinado (actualmente más desarrollado que el freático) se ha encontrado que el modelo conceptual que más se ajusta es el de una zona central, coincidente con la mayor expresión en superficie de la cadena medanosa y por ende de mayor recarga hidráulica, a partir de la cual se desarrollan en forma radial divergente, zonas con mayor contenido salino.

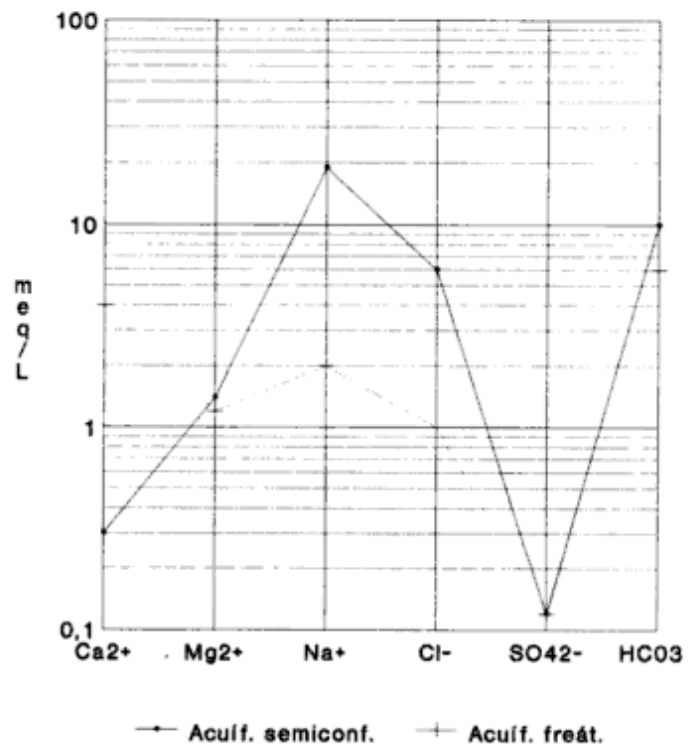


Figura 2: Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las aguas del nivel freático y acuífero semiconfinado.

Tabla 1: Contenidos de isótopos estables, tritio, salinidad, profundidad y distancia a la costa de las muestras analizadas.

Denominación e identific.	$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^2\text{H}$			^3H			Salinidad [mg/L]			Prof. [m]	Distancia a la costa [m]	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III			
San Clemente del Tuyú															
SC1 Hotel Solmar	-5,0		-5,1	-32		-34	6,2		0,2	1200			4,5	150 T	
SC2 Faro (cisterna)	-5,3	-5,5	-5,6	-30	-37	-37	6,9	8,8	8,4	374	610	546	4,0	1000 T	
SC2'Faro Bomba	-5,5			-36			4,8			474			4,0	1000 P	
SC3 BQ Argolla de Plata	-5,4		-5,4	-32		-34	4,9		8,9	553		541	4,0	10 T	
SC4 VQ Ag. de la Virgen	-5,3	-5,3	-5,5	-32	-37	-37	7,0	9,4	7,7	927	983	777	4,0	700 P	
SC5 Zona de Captación	-5,7			-31			7,5			434			4,0	1500 P	
SC6 Las Chacras (bar)	-5,6			-30			7,1			952			3,5	3200 P	
SC7 Bar El Timón	-5,3			-33			8,4			1967			?	1700 T	
SC7'Ria	-0,5			-6			6,2			13860					
Santa Teresita															
ST1 Depósito Cooperat.	-4,8		-5,0	-32		-33	4,5		7,2	686		602	7,0	100 P	
ST2 Planta de Bombeo	-5,4	-4,9	-5,6	-30	-32	-37	7,7	6,4	6,7	518	850	534	7,0	30 P	
ST3 Estación YPF	-4,9	-5,0	-5,4	-31	-31	-35	10,5	6,6	10,3	722	935	595	7,0	250 P	
ST4A Ing. Revuelta	-4,8	-4,6	-5,1	-30	-30	-33		10,8	4,8			548	385	7,0	1000 PyC
ST4B Ing. Revuelta		-4,0	-4,9		-30	-31	3,2	4,8	7,2	458	1596	801	11,0	1000 P	
ST5 Sr. Aguilera	-4,3	-4,5		-26	-30		3,9	2,5		2814	2891		7,0	2400 P	
ST6 E. San Luis	-2,9	-4,5	-4,3	-20	-33	-32	3,7	6,8	5,4	1330	1176	829	6,0	3200 P	
San Bernardo															
SB1 Hotel SEGBA	-5,0	-5,2	-5,4	-30	-35	-37	8,0	11,1	9,6	546	616	412	7,0	30 PyC	
SB1'Hotel SEGBA			-5,0			-37			8,8			469	7,0	30 T	
SB2 Hotel Atlántico	-5,3			-30			8,5			437			?	150 T	
SB3 Hotel Bell Sur	-5,4			-31			9,6			392			7,0	800 T	
SB4 Sr. Sequeira	-4,8		-5,0	-28		-33	10,4		8,3	322		329	6,0	1300 P	
SB5 Coop. de Diarios	-3,8	-3,8	-3,4	-26	-27	-26	8,8	9,5	7,3	350	365	296	7,0	2350 P	
Nar de Ajó															
MA1 Bar Raíces (playa)	-5,0		-5,1	-29		-34	9,2	9,0		658	455		8,0	10 T	
MA2 Hotel Venecia	-5,3		-5,5	-28	-35		9,2	8,6		469	423		8,0	150 T	
MA3 Camping Lavalle	-5,3			-33			8,8			441			?	250 P	
MA4 Hospital	-5,2			-32			8,1			514			8,0	1600 P	
MA5 Sr. González	-4,7		-5,5	-30		-37	5,6			665		441	7,5	2500 P	
MA6 Campo "El Sarandí"	-5,5			-34			9,0			439			?	3700 P	
MA7 Sr. Ramírez (taller)	-4,6	-5,6	-4,7	-30	-39	-31	9,7	10,0	7,8	721	406	595	8,0	1600 P	
MA8 CLYFEMA (cooperat.)	-4,9	-4,8	-5,1	-30	-31	-32	10,7	13,2	10,1	329	414	335	8,0	600 P	
Ea. Los Venados 44a,		-3,1			-21			0,0			1904		25,0	P	
Ea. Los Venados 44b,		-5,0			-30			5,0			1245		6,0	P	
Pinamar															
P1 Balneario CR	-4,7			-32			6,8			636			20	playa T	
P2 Country Club "Medanos"	-4,9			-30			0,4			1876			25	500 T	
P3 Pozo Victoria y Jilguero	-5,0			-30			10,9			432			35	720 P	
P4 Alamo	-4,7			-29	-32		12,4	11,3		428	191		35	1730 PyC	
P5 Ing. Parini (casa)	-4,9			-29			10,6			195			6	1420 P	
P6 Bomba de la B6	-5,1			-30	-22		12,1	10,1		274	222		35	940 PyC	
P7 Pozo "Simbad, el Marino"	-5,5			-31	-32		7,5	7,4		377	168		35	2400 P	
P8 Policía Montada	-5,1			-30	-20		2,0	9,6		309	178		35	2400 P	
P9 Estancia "El Talar"	-4,2			-25						1215			6	5500 P	
Villa Gesell															
VG1 Vivero de Carlos Gesell	-6,7			-41	-31		5,6	6,5		585	258		6	300 P	
VG2 Balneario "Ocean"	-4,7			-29			10,7			552			27	playa T	
VG3 Pozo "El Gitano"	-5,4			-31	-35		0,7	1,7		1036	880		45	4700 P	
VG4 Aeropuerto	-4,8			-30	-19		0,0	0,0		4200	2780		60	5500 P	
VG5 Pozo "Viejo Munich"	-5,1			-32			0,8			411			60	3300 P	
VG6 Sr. Luquez (casa)	-5,1			-31	-35		6,0	0,1		398	244		6	1700 P	
VG7 Pozo número 8	-4,6			-30	-17		3,7	2,5		315	246		60	800 PyC	
VG8 Pozo número 4	-4,8			-30	-30		4,2	3,3		236	186		60	1900 P	
VG9 Pozo número 25	-5,0			-29	-20		3,6	0,0		262	238		60	1900 T	
VG10 Pozo número 1	-5,0			-29	-28		1,1	5,3		485	395		70	1300 E	
VG11 Pozo número 10	-4,9			-28			1,5			246			60	1650 PP	
VG12 Pozo número 11	-4,8			-29			3,1			260			60	700 T	

T: Bombeo temporario
P: Bombeo permanente
C: Bombeo continuo
E: Bombeo de emergencia
PP: Pozo parado

Resultados isotópicos

En la Tabla 1 se presentan los resultados isotópicos y de salinidad en muestras de agua de las localidades de San Clemente del Tuyú, Santa Teresita, San Bernardo y Mar de Ajó. Los números I, II y III, corresponden a los muestreos realizados en febrero de 1986, agosto de 1986 y febrero de 1987. Asimismo, se listan los valores correspondientes a Pinamar y Villa Gesell pero en este caso el número I se realizó en abril de 1986 y el III corresponde al muestreo realizado en mayo de 1988.

Esta presentación permite comparar rápidamente los resultados y verificar su evolución.

Discusión de los resultados

Los resultados isotópicos se separan de esta discusión, poniendo en consideración primero aquellos datos que surgen de analizar las muestras de agua de los mismos pozos de referencia en las localidades de interés. De esta manera, como se planteaba en los objetivos iniciales, se tiene una idea de la evolución dinámica de las aguas subterráneas.

La estación tomada como referencia para evaluar la función de entrada (planeada originalmente como Mar del Plata) continúa siendo Buenos Aires, Ciudad Universitaria. En el período 1980 a 1984 los contenidos isotópicos corresponden a un promedio de 10 U.T., $\delta^{18}O = -5,6 \text{ ‰}$ y $\delta^2H = -35 \text{ ‰}$.

A partir del mes que comenzaron las grandes precipitaciones, se tienen los siguientes valores de tritio:

Octubre de 1985	$7,9 \pm 0,8$ U.T.
Noviembre de 1985	$10,5 \pm 0,8$ U.T.
Diciembre de 1985	$13,6 \pm 0,8$ U.T.
Enero de 1986	$10,5 \pm 0,8$ U.T.
Febrero de 1986	$8,7 \pm 0,8$ U.T.
Marzo de 1986	$7,9 \pm 0,8$ U.T.
Abril de 1986	$7,7 \pm 0,8$ U.T.
Mayo de 1986	$8,6 \pm 0,7$ U.T.
Junio de 1986	$7,4 \pm 0,7$ U.T.
Julio de 1986	$7,8 \pm 0,6$ U.T.
Septiembre de 1986	$8,1 \pm 0,6$ U.T.
Octubre de 1986	$7,8 \pm 0,6$ U.T.
Noviembre de 1986	$17,2 \pm 0,8$ U.T.
Diciembre de 1986	$10,2 \pm 0,8$ U.T.

Los promedios pesados de tritio para los años 1987 y 1988 son $8,9$ U.T. y $9,7$ U.T., respectivamente. Cabe consignar que en 1988 hubo también un evento extraordinario de 586 mm en marzo.

Como se hiciera en el primer informe (Levin *et al.* 1988) la discusión se realiza por localidad hasta tener

completa la red de flujo que permitirá la inserción de los valores isotópicos en el modelo dinámico global.

Se puede apreciar de la Tabla 1, que los tenores de isótopos estables no han cambiado significativamente con el tiempo, sólo se observa una suave tendencia a mayor negatividad en el muestreo III, por lo que la discusión se centrará fundamentalmente en los datos de tritio.

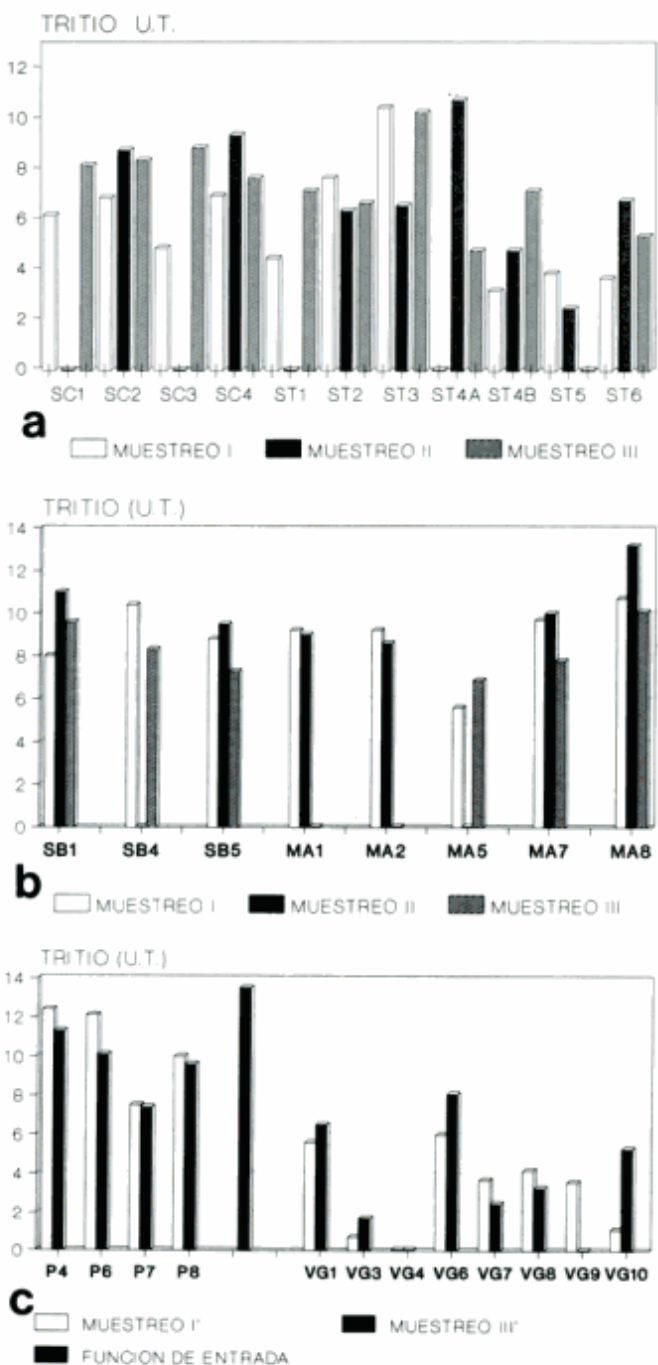


Figura 3. a: Contenidos de tritio de las muestras de San Clemente del Tuyú y Santa Teresita. b: Contenidos de tritio de las muestras de San Bernardo y Mar de Ajó. c: Contenidos de tritio de las muestras de Pinamar y Villa Gesell.

El primer muestreo se realizó en la época de máxima explotación, así como en un período de precipitaciones significativamente superiores a la media, el tercero se llevó a cabo en condiciones similares de explotación (pero con precipitaciones normales) en tanto que el segundo se hizo en condiciones de mínima explotación relativa.

Tritio

San Clemente

Observando los valores de tritio del muestreo I y comparándolos con el II, se verifican en este último valores más altos. Esto puede ser interpretado de la siguiente forma:

a. Las aguas estarían vinculadas a las últimas lluvias, y

b. Habría menor proporción de aguas del reservorio en la mezcla de producción, ya sea por zonación debida a la escasa explotación, o bien que durante el verano se deprimió notoriamente el reservorio y se recargó con aguas nuevas que fueron extraídas. El muestreo III revelaría condiciones intermedias en la localidad (Figura 3a).

Santa Teresita

Los valores de tritio registrados en pozos de esta localidad son característicos, como fuera expresado en el informe anterior y reflejan condiciones de la dinámica del agua subterránea. Por ejemplo se puede observar que en el pozo ST3 la concentración de tritio descende en épocas de menos explotación (II) porque las aguas de recarga directa no se manifiestan tanto en la extracción ya que existen mayores posibilidades de mezcla con aguas más viejas debido al mayor tiempo de residencia en el reservorio. Cuando se analizan condiciones de máxima explotación (I y III) los valores son similares y responden a la extracción de aguas más nuevas de niveles superiores.

Los niveles de tritio de las muestras ST4, ST5 y ST6 podrían representar el envejecimiento por tránsito hacia el oeste de la zona de recarga. La única modificación es un cierto incremento en ST6 en el muestreo II, que sería adjudicable a que la zona ha estado inundada y por lo tanto la infiltración directa se habría favorecido. Posteriormente se iría retornando a las condiciones representativas de la descarga. Los valores de isótopos estables apoyan esta hipótesis.

San Bernardo

Los valores de tritio en las dos únicas muestras de agosto de 1986, señalan que a menor explotación son

más representativos los valores de la parte superior, sin mezclarse significativamente con aguas almacenadas el reservorio. Esta situación no cambia sustancialmente en el tercer muestreo, ya que los valores más bajos de tritio pueden representar las lluvias más empobrecidas de ese momento (febrero de 1987).

Mar de Ajó

Los contenidos de tritio son muy similares en todas las muestras, excepto la MA5 que es bastante menor, lo que podría indicar tránsito hacia el oeste o una mezcla de aguas del primer tipo con aguas almacenadas. La mayoría de las muestras correspondería a la parte superior de un reservorio bastante más profundo, similar a lo expresado para San Bernardo. Respecto al muestreo II y III se repite el esquema mencionado (Figura 3b).

Lo significativo de esta zona es que hacia el SO de la localidad, en la estancia Los Venados se ha encontrado un acuífero semiconfinado con una concentración de 0,0 U.T. Esta sección acuífera será objeto de un estudio particular de este isótopo desde la zona de recarga hasta la de descarga (Ea. Los Venados).

Pinamar

Se cuenta con sólo cuatro especímenes de muestreo II, pero igualmente son representativos. Comparando las mismas muestras presentadas en la primera parte de este trabajo podemos señalar que P9 (sin segundo muestreo) es la función de entrada. P8 cambia notablemente en el muestreo III, indicando que produce esencialmente el agua subterránea más superficial. P4 y P6 han mostrado el mismo modelo de producción, en tanto que P7 mantiene la relación de un 70% de aguas recientes y un 30% de aguas de largo tiempo de residencia, que corresponden a la parte inferior del acuífero (Figura 3c).

Villa Gesell

Tampoco en esta localidad se han podido repetir todas las muestras, pero aquellas obtenidas evidencian la utilidad del método propuesto en el primer trabajo. Si se consideran VG3 y VG4, se observa que en VG3 hay indicios de una mínima proporción de recarga actual, que puede ser el resultado de la infiltración muy lenta de las aguas que inundaran la zona en 1985, no así en VG4. VG9 que se caracteriza por ser un pozo de explotación no permanente extrae en el muestreo III aguas muertas en tritio y más salinizadas. Por último, el VG10, pozo de emergencia, al aumentar notablemente su producción continua, el tritio señala al incrementarse significativamente, una extracción del 40% de aguas superficiales tipo VG6 (Figura 3c).

Perfiles de isótopos ambientales en pozos someros

Se comentan las observaciones sobre datos isotópicos parciales efectuados en tres localidades: San Clemente, Mar del Tuyú y Costa Azul que se pueden observar en la Tabla 2.

Las concentraciones de deuterio indican que aproximadamente a partir de 7 a 8 metros se produce homogeneización isotópica del reservorio, los valores de tritio, revelan la función de entrada prevista al sistema. Por otra parte, estos valores son los hallados normalmente en las aguas freáticas y acuíferos profundos de la llanura pampeana. En los tres pozos a profundidades menores, se observan en general valores de deuterio más disminuidos. Pero particularmente interesante, para una mejor comprensión de la dinámica hídrica del área, es el hecho de que existe una clara zonación (no se consideran en esta discusión flujos laterales). Inclusive podría decirse que la velocidad de infiltración es diferente. Teniendo en cuenta que no hay grandes diferencias topográficas, en San Clemente encontramos el valor -41‰ a 90 cm y en Costa Azul -42‰ entre 4,0 y 5,5 m. Los valores de tritio (5,1 y 4,5 U.T.) similares entre sí apoyan esta hipótesis.

Las dos primeras muestras de Costa Azul, así como la última, evidencian haber sufrido evaporación previa a su infiltración o durante su permanencia a baja profundidad por los valores disminuidos de exceso de deuterio que presentan.

Generalizando, podemos expresar que el trazado isotópico por precipitaciones o fenómenos previos o durante la infiltración, nos señalaría un comportamiento diferencial en la recarga según la zona. Debe aclararse, sin embargo, que a esas profundidades no hay diferencia significativa en la litología.

Si se observan los valores de tritio en el pozo de San Clemente podría considerarse que hasta los 8,5 m de profundidad, donde se registra una arena muy fina, con mezcla de arcillas, pasando a arcilla neta de los 9-12 m, representan lluvias recientes. Esta información daría soporte a la interpretación que se hiciera para la localidad. También el hecho de que recién a profundidades mayores de 8 m se encuentren aguas más viejas, siendo que la profundidad de explotación es de unos 4 m, demuestra que aquí los muestreos II y III son representativos de lluvias recientes y sin mezclas significativas de aguas almacenadas en el reservorio.

En el pozo de Mar del Tuyú próximo a Santa Teresita, los valores de tritio a distintas profundidades son sólo algo más variables e indican la presencia de aguas más antiguas entre 13 y 13,5 m. Estas

corresponden a un nivel arcilloso sin incremento apreciable en la salinidad.

Conclusiones

Se ha evidenciado nuevamente que el tritio es un buen trazador de los mecanismos de recarga en el acuífero costero, fundamentalmente, porque nos señala en los pozos las mezclas de aguas que se infiltran y las aguas más antiguas retenidas en el reservorio. Por otra parte, se ha demostrado que las aguas subterráneas de las localidades de San Clemente, Santa Teresita, San Bernardo y Mar de Ajó, son tan recientes que determinan una situación muy comprometida para asegurar posibilidades de extracción regular. Las mayores posibilidades de aplicación se observan en las localidades de Pinamar y Villa Gesell, donde se ha verificado la posibilidad de cuantificar en explotación las proporciones de las aguas que corresponden a reservas reguladoras y aquellas de las reservas profundas.

Tabla 2: Contenidos de isótopos estables, tritio y conductividad eléctrica de las aguas extraídas de perforaciones someras.

	Profundidad [m]	$\delta^{18}O$ [‰]	δ^2H [‰]	3H [U.T.]	λ [μS/cm]
Costa Azul	0 - 3,5	-4,4	-30	4,0	1110
	4,0 - 4,5	-5,4	-27	4,5	619
	5,0 - 5,5	-6,1	-30	4,5	1007
	6,0 - 6,5	0,6	-20	5,0	673
	7,0 - 7,5	-6,0	-36	4,4	547
	8,0 - 8,5	-2,9	-25	5,6	723
	9,0 - 9,5	-4,2	-32	3,4	259
	10,0 - 10,5	-5,3	-30	2,0	4420
	11,0 - 11,8	0,0	-15	1,6	9170
	Mar del Tuyú	1,5-2,0	-4,3	-36	8,0
2,5-3,0		-3,0	-26	6,9	570
3,5-4,0		-2,5	-32	5,5	1025
7,5-8,0		-3,3	-32	8,5	463
8,5-9,5		-0,9	-32	10,2	523
10,0-10,5		-3,0	-26	8,6	550
11,5-12,0		-3,6	-30		
12,0-12,5		-1,9	-29	4,8	1156
12,5-13,0		-4,2	-30		1096
13,0-13,5		-4,2	-28	4,3	1332
San Clemente	0,0-0,9	-2,2	-26	5,1	595
	1,0-2,0	-4,6	-30	7,3	477
	2,0-3,0	-3,4	-33	7,6	456
	3,0-4,0	-4,8	-28	7,9	617
	4,0-5,0	-4,7	-32	8,2	901
	5,0-6,0	0,5	-34	7,3	852
	6,0-7,0	-2,8	-24	7,7	669
	7,0-8,0	-4,2	-26	3,7	6690
	8,0-9,0	-4,0	-28	2,9	1250
	Mar de Ajó	3,0-3,5	-3,1	-26	
4,0-4,5		-5,4	-34		368
6,0-7,5		-5,2	-34		381
8,0-8,5		-4,3	-29		1035
9,0-9,5		-4,4	-30		1434
>10,5		-4,2	-25		3040
Las Toninas	0,0-0,8	-3,7	-24		358
	1,0-6,5	-4,5	-26		372
	>10,5	-4,2	-28		1233

La aplicación de isótopos estables es mucho más limitada porque no se presentan concentraciones significativamente variables en la zona de estudio. Sin embargo, en el caso de los pozos someros existe diferencia y zonación que permiten estudiar los mecanismos de infiltración y dinámica de recarga.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los integrantes de los laboratorios de Isótopos Estables y Tritio del INGEIS, en especial a C. Dapeña y S.A. Valencio y a A. Bresba.

Esta investigación ha sido financiado parcialmente por el Organismo Internacional de Energía Atómica, Contrato 3995/RB.

Este trabajo es la contribución 109 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Coleman, M.L.; Shepperd, T.J.; Durham, J.J.; Rouse, J.B.; Moore, G.R., 1982. A rapid and precise technique for reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry*, 54:993-995.
- Craig, H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133:1833-1834.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Colado, U.R., 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 4: 27-39. Buenos Aires.
- Gonfiantini, R. 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271:534-536.
- Levín, M., Alberó, M.C., Panarello, H.O., Hernández, M. Lorenzo, F. y Kersfeld, A. 1988. Uso de isótopos ambientales (oxígeno-18, deuterio y tritio) para la determinación de recarga y trazado de procesos hidrodinámicos en un sector costero de la provincia de Buenos Aires. Actas Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses: 599-607. Bahía Blanca.
- Panarello, H.O. y Parica, C.A. 1984. Isótopos del oxígeno en Hidrogeología y Geología. Primeros valores en agua de lluvia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2):3-11.
- Sala, J.M.; González, N. y Hernández, N. 1976. Factibilidad de la provisión de agua potable a la localidad de San Clemente del Tuyú-El Tala. Convenio FCNYMULP-COOP. O.S. de San Clemente del Tuyú. La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 44p. (Inédito).

Recibido: 22 de julio, 1991

Aceptado: 2 de diciembre, 1993

Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca Paleozoica de Ventania, Provincia de Buenos Aires

Carlos Alberto ZAVALA^{1,2}, Marcelo Fabián SANTIAGO² y Gustavo Enrique AMAOLO²

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

²Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina

ABSTRACT. *Fluvial deposits of the Tunas Formation (Permian), Ventania Palaeozoic Basin, Buenos Aires province.* Sedimentological and stratigraphical studies of the Tunas Formation were made near Las Mostazas, south-eastern Sierra de Pillahuincó. Identification of (1) thick, fining-upward sand bodies with erosive bases, wedge-like geometry and accretion surfaces downlapping at the base, and (2) fine-grained tabular bodies with good lateral continuity and a content of fossil plants, permit the proposition of a fluvial origin for these beds. The simple tectonic structure of the area and the excellent preservation of primary sedimentary structures enables the use of modern facies and architectural analytical techniques, after the method of Miall. Eight sedimentary facies, recognised within three detailed stratigraphical sections, represent four of Miall's eight architectural elements: CH (channel), LA (lateral accretion deposits), SB (sandy bedforms) and OF (overbank fines). The deposits are interpreted as having originated from a mixed-load meandering river.

Introducción

Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires constituyen los principales asomos de una importante cuenca sedimentaria paleozoica, extendida por amplios sectores del sudoeste de la provincia de Buenos Aires, este de La Pampa y sur de Córdoba (Andreis *et al.* 1989). Los depósitos se integran por potentes acumulaciones clásticas predominantemente arenosas, y en menor medida pelíticas y conglomerádicas, para los cuales Harrington (1947, 1970) identificó tres grupos separados entre sí por importantes discontinuidades, denominándolos Curamalal, Ventana y Pillahuincó (Fig. 1).

Este esquema ha perdurado hasta la actualidad con muy pocas modificaciones. Todos los autores que han estudiado la evolución estratigráfica de la cuenca coinciden en asignar a estos depósitos un origen eminentemente marino, de plataforma a litoral, sin grandes variaciones ambientales (Harrington 1947, 1970, 1972, Suero 1957, 1972, Andreis 1964, Coates 1969, Furque 1967, 1973, Andreis y López Gamundi 1985, Andreis *et al.* 1979, 1989, entre otros).

La Formación Tunas (Harrington 1947, 1972) constituye la unidad litoestratigráfica cuspidal del Grupo Pillahuincó (Fig. 1), la cual comprende "lutitas y fangolitas moradas con manchas verdes o verdes con manchas moradas" (Harrington 1972, p. 401). Los bancos basales presentan intercalaciones de areniscas con fangolitas silmiliares a las de la Formación Bonete, mientras que hacia los tramos superiores son

frecuentes las areniscas grisáceas de grano fino a grueso (Harrington 1972). De acuerdo a su contenido fosilífero, esta unidad ha sido asignada al Pérmico medio a tardío (Harrington 1947). Los espesores aflorantes estimados para la Formación Tunas (que carece de techo) varían entre los 600 metros (Harrington 1947) y los 2400 metros (Suero 1957). Respecto a su origen, Harrington (1970, 1972) indica que esta unidad se inicia con sedimentos acumulados en un ambiente sublitoral, continuándose con depósitos litorales a continentales, posiblemente eólicos. Sin embargo, hasta el presente no ha sido comprobada la presencia de depósitos continentales. Muy por el contrario, Andreis *et al.* (1979, 1989) indican un ambiente marino de plataforma, que se profundizaría hacia el tope de dicha formación, a juzgar por el aumento de pelitas.

Este trabajo tiene por objetivo dar a conocer el hallazgo de depósitos continentales fluviales en afloramientos pertenecientes a niveles superiores de la Formación Tunas. En la localidad de Las Mostazas, ubicada en el extremo Sudeste de la Sierra de Pillahuincó (Fig. 2), afloran depósitos de esta unidad, integrados por pelitas y areniscas. Las mejores exposiciones se encuentran en una antigua cantera de áridos, la que se localiza en una suave estructura braquianticlinal, desventrada por las labores de explotación.

En una primera observación se reconocieron (1) potentes cuerpos arenosos granodecrecientes dispuestos sobre bases erosivas, acuñados lateralmente, con

estructuras tractivas unidireccionales de bajo régimen de flujo, y superficies de acreción asintóticas a la base; y (2) cuerpos tabulares esencialmente pelíticos y de buena continuidad lateral, con estructuras de decantación, tracción y tracción-decantación en bajo y alto régimen de flujo, portadores de restos vegetales y trazas fósiles. En base a lo anteriormente expuesto se planteó, para estos depósitos, una hipótesis de origen fluvial, con canales arenosos y llanuras aluviales relacionadas.

Es de destacar que la baja complejidad tectónica de los afloramientos en esta localidad, sumada a la elevada preservación de estructuras sedimentarias primarias, permite aplicar modernas técnicas de análisis de facies y arquitectural para la determinación paleoambiental. Tal circunstancia convierte a esta localidad en un área de excelencia para el planteamiento de un estudio estratigráfico de detalle en niveles de la Formación Tunas. Sin embargo, resulta necesario aclarar que la tectónica de la Sierra de Pillahuincó no ha sido aún convenientemente esclarecida. Este hecho impidió efectuar correlaciones confiables con otras localidades, por lo que no fue

posible hasta el momento efectuar el estudio estratigráfico de detalle a un nivel más regional.

Metodología de trabajo

A fin de efectuar un correcto análisis paleoambiental, se seleccionaron las secciones más representativas del afloramiento, donde se realizó el levantamiento de tres perfiles estratigráficos de detalle. El relevamiento se efectuó banco a banco mediante el uso de báculo de Jacob y cinta métrica. Los espesores fueron posteriormente corregidos con plancheta, a la vez que se realizó un mapeo expeditivo de la cantera y se posicionaron los perfiles.

Durante el levantamiento de las secciones estratigráficas se describió la litología, textura, estructuras sedimentarias primarias, contactos, color y contenido fosilífero de los depósitos. Paralelamente se observó en detalle la geometría de los cuerpos y la jerarquía de sus superficies limitantes, a la vez que se midieron direcciones de paleocorrientes sobre estructuras direccionales y superficies de acreción. Como complemento del trabajo de campo, se tomaron fotografías panorámicas de los principales cuerpos rocosos, a fin de analizar sus relaciones en gabinete.

Para la notación de las facies sedimentarias se utilizó la nomenclatura de litofacies de Miall (1978) con modificaciones. De acuerdo al agrupamiento natural de las facies sedimentarias se definieron asociaciones de facies, cuyas relaciones internas fueron analizadas teniendo en cuenta la determinación de sus elementos arquitecturales básicos (Miall 1985). Asimismo, se analizó la jerarquía de las superficies de

esp.	Litología	FORMACION	GRUPO	SISTEMA
2000		Tunas	Pillahuincó	Pérmico
		Bonete		
2600		Piedra Azul		
3500		Sauce Grande		
3900		Lolén	Ventana	Devónico
4350		Providencia		Silúrico
4700		Napostá		Ordovícico
4900		Bravard		
5100		Hinojo		
5300		Trocadero	Curamalal	Precámbrico
6000		Mascota		
6200 6300 m		La Lola		

Figura 1: Columna estratigráfica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Modificada de Von Gosen *et al.* (1990).

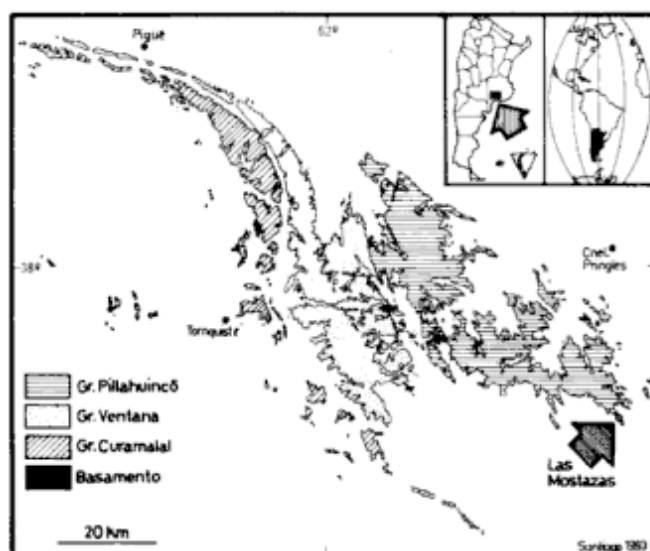


Figura 2: Mapa de ubicación. Modificado de Suero (1972).

contacto (Miall 1988) con el objeto de establecer escalas físicas y temporales entre los cuerpos sedimentarios. Las superficies limitantes más importantes (3er. a 5to. orden) identificadas a través del trabajo de campo, fueron fotoidentificadas y mapeadas mediante la utilización de fotos panorámicas de los principales cuerpos rocosos.

Finalmente, la interpretación de los procesos sedimentarios actuantes durante la acumulación de los depósitos, tanto en lo referente a las condiciones hidrodinámicas, como relaciones laterales y escalas físicas y temporales, permitió la elaboración de un modelo depositacional para la Formación Tunas en esta localidad.

Análisis de facies y de elementos arquitecturales

El análisis de los depósitos de la Formación Tunas en la localidad de Las Mostazas, mediante la metodología anteriormente expuesta, permitió la definición de ocho facies sedimentarias (Tabla 1), las que constituyen cuatro elementos arquitecturales básicos de los ocho definidos por Miall (1985, 1988). Los elementos arquitecturales identificados son: canales (CH), depósitos de acreción lateral (LA), formas de lecho arenosas (SB) y finos de desborde (OF) (Tabla 2).

Tabla 1: Síntesis de las facies sedimentarias descriptas y sus características hidrodinámicas.

Facies	Textura/color	Estructuras sedimentarias	Base	Arreglo interno	Geometría	Bioturbación y contenido fosilífero	Espesor (cm)	Mecanismo depositacional
Gm	Gravas finas Color 5 Y 6/1	-----	neta erosiva	grano decreciente	irregular	-----	10 a 15	tracción en bajo régimen de flujo
St	Areniscas de grano medio a grueso, color 5 Y 6/1. Buena selección	Estratificación entrecruzada en artesa	neta a neta erosiva	grano decreciente	irregular	-----	50 a 250	tracción en bajo régimen de flujo
Sp	Areniscas de grano medio a grueso, color 5 Y 7/2 Buena selección	Estratificación entrecruzada tabular-planar	neta	grano decreciente	irregular	-----	10 a 200	tracción en bajo régimen de flujo
Sr	Areniscas de grano medio a fino, color 5 Y 8/1 Moderada selección	"Ripples", "climbing ripples" y estratificación "flaser"	transicional a neta	grano decreciente	tabular a irregular	-----	10 a 50	tracción y tracción-decantación en bajo régimen de flujo
Sh	Areniscas de grano medio a fino, color 5 Y 3/2 Moderada selección	Laminación horizontal	transicional a neta	grano decreciente	tabular	-----	10 a 50	tracción-decantación en alto régimen de flujo
Sm	Areniscas de grano fino a grueso, color 5 Y 7/2 Buena selección	-----	neta a transicional	grano decreciente	tabular a irregular	-----	10 a 200	posiblemente tracción
Fl	Pelitas y areniscas finas, color 10Y4/2 Mala selección	Laminación horizontal, "ripples", "wavy" y "lenticular bedding"	neta a transicional	grano decreciente a sin grad.	tabular a lenticular	Restos vegetales Trazas fósiles	10 a 200	tracción-decantación en bajo régimen y decantación
Fm	Pelitas y areniscas finas, color 10Y4/2 Mala selección	-----	neta a transicional	grano decreciente a sin grad	tabular	Restos vegetales Trazas fósiles	10 a 150	decantación

Elemento Arquitectural CH: Canales

Este elemento arquitectural ha sido reconocido a partir de la existencia de superficies erosivas planas a levemente cóncavas hacia arriba (superficies de 5to. orden), las que limitan cuerpos con un marcado contraste de facies a lo largo de toda su extensión (Figs. 3a, 3b, 4e, 5, 6). Los depósitos localizados por encima de estas superficies muestran un arreglo granodecreciente, asignables en su mayoría a los elementos arquitecturales de acreción lateral (LA), formas de lecho arenosas (SB), y en menor medida, a finos de desborde (OF) (Tabla 2). Los rellenos de estos canales se extienden en el afloramiento por más de 200 metros (perpendicular al paleoflujo), alcanzando espesores promedio de 4 metros, por lo que la relación ancho/profundidad es de al menos 50. Por esta razón, corresponderían a canales móviles, en el sentido de Blakey y Gubitosa (1984).

Elemento Arquitectural LA: Depósitos de Acreción Lateral

Los depósitos de acreción lateral están constituidos por cuerpos granodecrecientes dispuestos sobre ba-

ses erosivas (Fig. 4e), con espesores de 3 a 4 metros. Internamente presentan superficies de acreción asintóticas a la base, las que delimitan, mediante superficies de 3er. y 4to. orden (Figs. 5, 6), a bancos suavemente oblicuos con espesores de 0,5 a 1,5 metros. Las superficies de acreción inclinan con ángulos del orden de los 10°. Litológicamente, los bancos están compuestos por areniscas medias a gruesas, a veces conglomerádicas en la base, que hacia arriba pasan a areniscas finas a limosas. Dentro de este elemento se identifican facies Gm, St, Sp, Sr, Sh y Sm (Figs. 3a; 3b; 3c; 3d; Tablas 1 y 2). Las paleocorrientes medidas sobre las estructuras direccionales principales (facies St y Sp) muestran relaciones de alto ángulo respecto de las direcciones de inclinación de las superficies de acreción (Fig. 7, perfiles B y C). Esto permite asignar dichas superficies de acreción al elemento arquitectural LA.

El desarrollo de este elemento se vincula a la evolución de una macroforma de "point bar". Las facies Gm corresponden a depósitos de carga de lecho, ubicada en la parte más profunda del canal. A medida que se asciende por la superficie depositacional inclinada (superficie de acreción) se reconocen facies St, Sp, Sr y Sh, genéticamente relacionadas entre sí, indicando una disminución de la energía de la co-

Tabla 2: Síntesis de los elementos arquitecturales identificados y sus principales características.

Elemento arquitectural	Asociación de facies característica	Espesor	Geometría y relaciones
CH Canales	Macroformas erosivas rellenas por cualquier combinación de facies	Relleno hasta 4 m	Bases erosivas planas a levemente cóncavas hacia arriba. Cuerpos rellenos tabulares, cuneiformes y lenticulares.
LA Depósitos de Acreación Lateral	Gm, St, Sp, Sr, Sh y Sm.	3-4 m	Cuerpos tabulares y cuneiformes. Superficies de acreción internas asintóticas a la base del canal.
SB Formas de Lecho Arenosas	St, Sp, Sr, Sh y Sm.	Hasta 0,5 m	Cuerpos tabulares. Gran continuidad lateral. Bases erosivas y/o netas en crevasamientos y canales de crecida.
OF Finos de Desborde	F1 y Fm.	Hasta 4 m	Cuerpos tabulares extendidos en llanura de inundación y lenticulares en rellenos de canales abandonados.

riente y de la profundidad del cuerpo de agua. Verticalmente, la secuencia de facies correspondiente muestra un arreglo grano y estrato decreciente, pasando transicionalmente hacia arriba a depósitos del elemento arquitectural OF (Fig. 7). La secuencia

de facies es similar a la descrita por Allen (1970) y Walker y Cant (1984), quienes la interpretan como depósitos de "point bar" relacionados a la migración de un canal meandriforme.

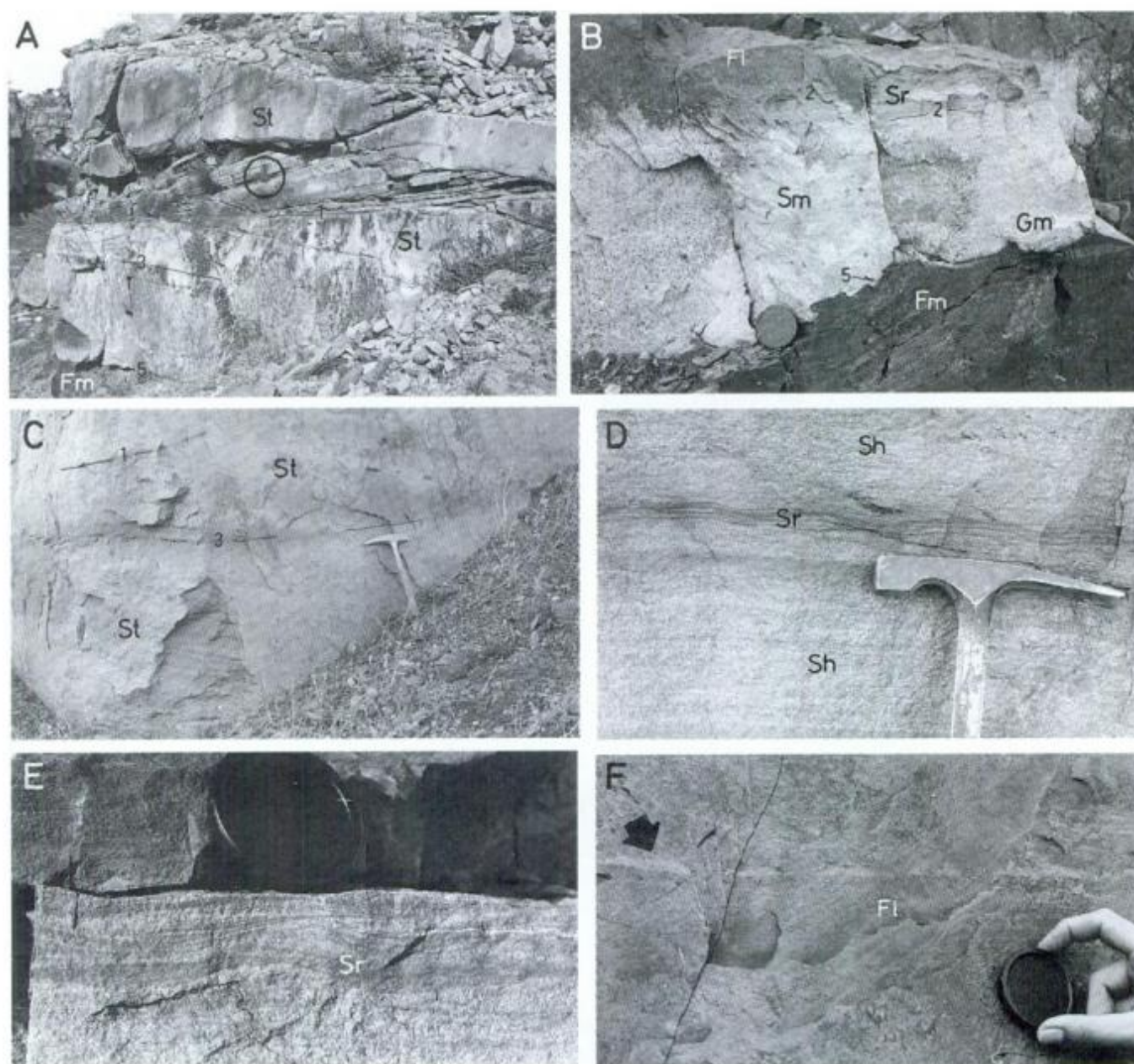


Figura 3: a: Vista del tramo basal de los canales fluviales, donde se observan facies St dispuestas en contacto erosivo (superficies de 5to. orden) sobre facies Fm de la llanura aluvial (3: superficie de 3er. orden). Tapa de la cámara en el círculo: 55 mm. b: Detalle de la secuencia de facies granodecreciente (Gm; Sm; Sr; Fl) reconocida en la base del relleno de "oxbow lake" de la figura 6 (indicada en Fig. 6A, sector derecho), producido por estrangulamiento ("neck cut-off") de un meandro. Nótese el contacto fuertemente erosivo de la base del canal (superficie de 5to. orden) sobre la facies Fm. Tapa de la cámara: 55 mm. c: Facies St limitadas por superficies de 3er. orden en el sector de canal indicado en la figura 6A, sector izquierdo. d: Detalle de las facies Sh y Sr del elemento arquitectural SB, en depósitos de la llanura aluvial. e: Facies Sr del elemento arquitectural SB. Tapa de la cámara: 50 mm. f: Facies Fl con "lenticular bedding" (flecha) dentro del elemento arquitectural OF. Tapa de la cámara: 50 mm.

Elemento Arquitectural SB: Formas de Lecho Arenosas

Este elemento se integra por las litofacies St, Sp, Sh y Sr (Figs. 3d, 3e; Tablas 1 y 2). Se dispone sobre bases netas y netas erosivas (superficies de 3er. orden),

conformando cuerpos tabulares granodecrecientes con espesores individuales de hasta 50 cm y gran continuidad lateral. Localmente, el elemento SB también fue reconocido sobre superficies erosivas cóncavas hacia arriba de 4to. orden.

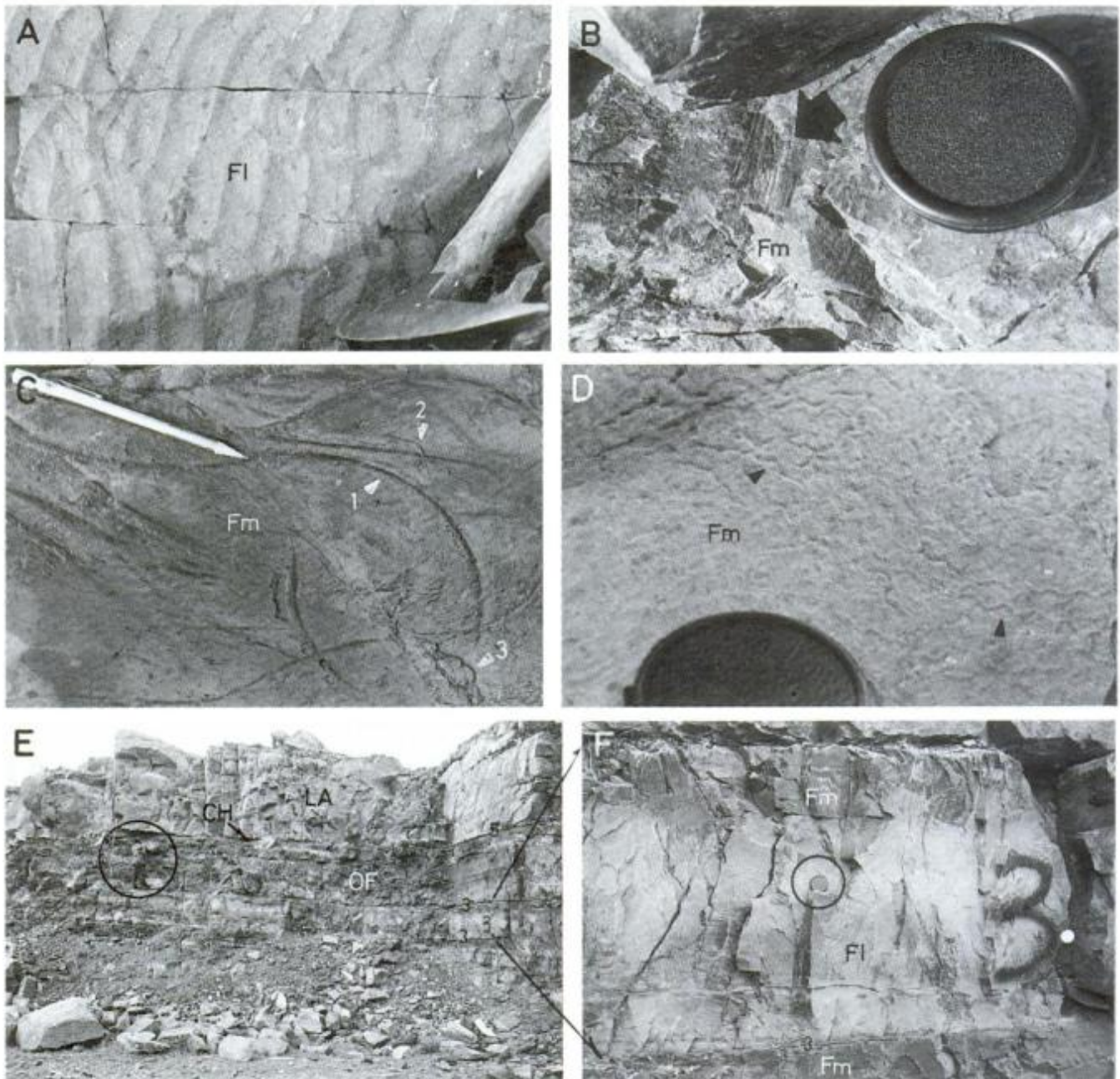


Figura 4: a: Ondulitas de ola en facies Fl del elemento arquitectural OF. Estas se interpretan como desarrolladas en zonas anegadas dentro de la llanura aluvial. b: Restos de flora de *Glossopteris* (flecha) en depósitos pelíticos de la facies Fm, elemento arquitectural OF. Tapa de la cámara: 50 mm. c: Trazas fósiles en superficies depositacionales de la facies Fm. 1: *Helminthoidichnites*; 2: *Cochlichnus*; 3: *Helminthopsis*. d: Trazas fósiles de *Cochlichnus* en superficies de la facies Fm. Tapa de la cámara: 50 mm. e: Vista de los elementos arquitecturales OF, CH y LA. Nótese la continuidad lateral de los bancos tabulares del elemento OF, limitados por superficies de 3er. orden. La persona en el círculo a modo de escala. f: Detalle de la foto anterior, donde se aprecia la marcada alteración de los niveles superiores de estos cuerpos, los que podrían corresponder a paleosuelos, integrados por facies Fm y Fl. Tapa de la cámara en el círculo: 55 mm.

De acuerdo a la presencia en este elemento de facies tractivas con una gran extensión areal y reducido espesor, se interpreta a estos cuerpos como originados por corrientes unidireccionales de bajo encauzamiento, vinculadas a desbordes del canal principal sobre la llanura de inundación durante episodios de crecida (Walker y Cant 1984). La secuencia de facies es granodecreciente, e integrada por facies St, Sp, Sh y Sr, las que evidencian una desaceleración de la corriente tractiva. Lateralmente, esta secuencia evoluciona a secuencias integradas por facies Sh y Sr, las que a su vez se adelgazan pasando transicionalmente a depósitos esencialmente pelíticos del elemento arquitectural OF (Miall 1985). Los elementos SB se disponen tanto con un arreglo estrato creciente, como estrato decreciente, lo que se interpreta como progradaciones o retrogradaciones de crecimientos tipo delta de barras de desborde. Localmente, estos elementos se han reconocido rellenando canales menores labrados en el techo del elemento arquitectural LA, dispuestos sobre superficies de 4to. orden, los que son interpretados como canales de crecida ("chute channel") (Figs. 5, 8).

Elemento Arquitectural OF: Finos de Desborde

Los depósitos del elemento OF corresponden a cuerpos tabulares a lenticulares en los que se reconocen las facies Fl y Fm (Figs. 3f, 4a, 4e, 4f). Se disponen con bases netas a transicionales sobre depósitos de los elementos LA y SB, con los que se relacionan lateral y verticalmente. De igual manera, el elemento OF ha sido reconocido rellenando depresiones erosivas del elemento CH (Fig. 6).

Es común reconocer en las pelitas la presencia de restos vegetales asignables a la flora de *Glossopteris* (Fig. 4b), mientras que en algunos sectores se han identificado pseudomorfos de pirita. Por otra parte, existen niveles localizados que presentan abundantes trazas de nematodos y nematomorfos pertenecientes a los géneros *Cochlichnus* (Fig. 4d), *Helminthopsis* y *Helminthoidichnites* (Fig. 4c), interpretados como estructuras de locomoción, alimentación y pastoreo de organismos detritívoros en depósitos de llanura aluvial (Buatois y Mángano 1993).

A partir de la interpretación de las facies sedimentarias reconocidas, se puede inferir que el

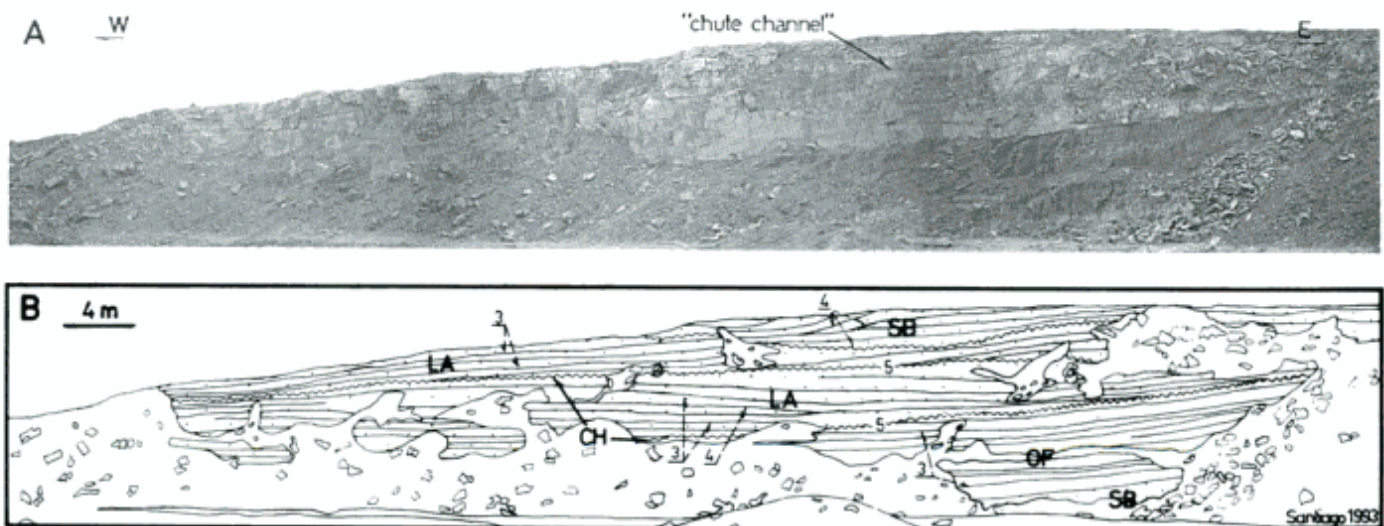


Figura 5: a) Panorámica del tramo superior del afloramiento donde se observan los depósitos arenosos de canales principales y canales de crecida ("chute channel") sobre los depósitos pelíticos de llanura de inundación. b) Interpretación de la fotografía anterior, donde se indican los elementos arquitecturales identificados junto a las principales superficies limitantes y su correspondiente jerarquía. Las superficies de acreción del elemento LA, de 3er. y 4to. orden, terminan lateralmente en forma asintótica sobre superficies erosivas de 5to. orden del elemento CH, integrando dos macroformas de "point bar" superpuestas y con direcciones de acreción opuestas. Sobre la última de estas macroformas se desarrolla un canal de crecida ("chute channel", elemento SB), limitado en su base por una superficie de 4to. orden.

elemento OF se habría acumulado mediante procesos de decantación (facies Fm y Fl) y tracción-decantación (facies Fl) sobre una llanura de inundación. Los depósitos de este elemento que localmente adquieren una geometría lenticular y se desarrollan sobre el elemento CH, se vincularían a episodios de abandono de canal por parte de la corriente principal, constituyendo el relleno de lagunas semilunares ("oxbow lake") (Walker y Cant 1984) (Figs. 6, 8).

Conclusiones

El análisis de facies sedimentarias y elementos arquitecturales, en un contexto tridimensional, permite interpretar a los depósitos de la Formación Tunas aflorantes en la localidad de Las Mostazas como acumulados a través de una dinámica fluvial meandriforme, con canales de carga principalmente arenosa y alta sinuosidad, inmersos en una llanura aluvial. En la figura 7 se observa la correlación detallada de los perfiles relevados y la distribución espacial de los elementos arquitecturales reconocidos. La asociación de elementos arquitecturales configuraría un sistema fluvial similar al modelo 6 de Miall (1985) denominado "classic sandy, mixed-load meandering river" (Fig. 8).

Los canales muestran evidencias de variaciones en el régimen de flujo, responsables de la generación de discontinuidades correspondientes a superficies de 3er. y 4to. orden, limitantes de los bancos de acreción del "point bar" (Figs. 5, 6 y 7). Durante estas variacio-

nes en el régimen, relacionadas a episodios de crecidas, se produciría la adición de carga en suspensión y carga de lecho, desde los canales principales, hacia la llanura de inundación circundante. El depósito resultante, de geometría tabular, constituye lóbulos de crevasamiento, los que alternan con episodios de neta decantación vinculados a desbordes de carga en suspensión. Estos depósitos están constituidos por intercalaciones de los elementos SB y OF, dando lugar a secuencias de facies típicas de llanura de inundación fluvial, acumulados mediante procesos de acreción vertical (Walker y Cant 1984).

Relacionados a la migración de los canales de alta sinuosidad se reconocen procesos de abandono del canal principal. Estos están representados por las pelitas del elemento OF cubriendo delgados depósitos gruesos residuales de fondo de canal, ubicados sobre depresiones erosivas de 5to. orden (Fig. 7). El paso de las facies tractivas basales (Gm, St y Sr) a las facies de decantación suprayacentes (Fl, Fm) indica una disminución de la competencia de la corriente responsable del labrado del canal. Este paso ha sido reconocido tanto de manera neta como transicional. En la figura 6 se observa un pasaje neto entre las facies tractivas con carga de lecho y las facies de decantación, indicativas de un rápido abandono del canal principal (base del perfil "A", Fig. 7). Esto se interpreta como un abandono producido por estrangulamiento ("neck cut-off") (Allen 1965) de un meandro, generándose un lago en medialuna ("oxbow lake") relleno por arenas finas y pelitas (Fig. 8). Por otra parte, en la figura 7 (tramo superior del perfil "B") se observa un pasaje transicional entre las facies tractivas y las de

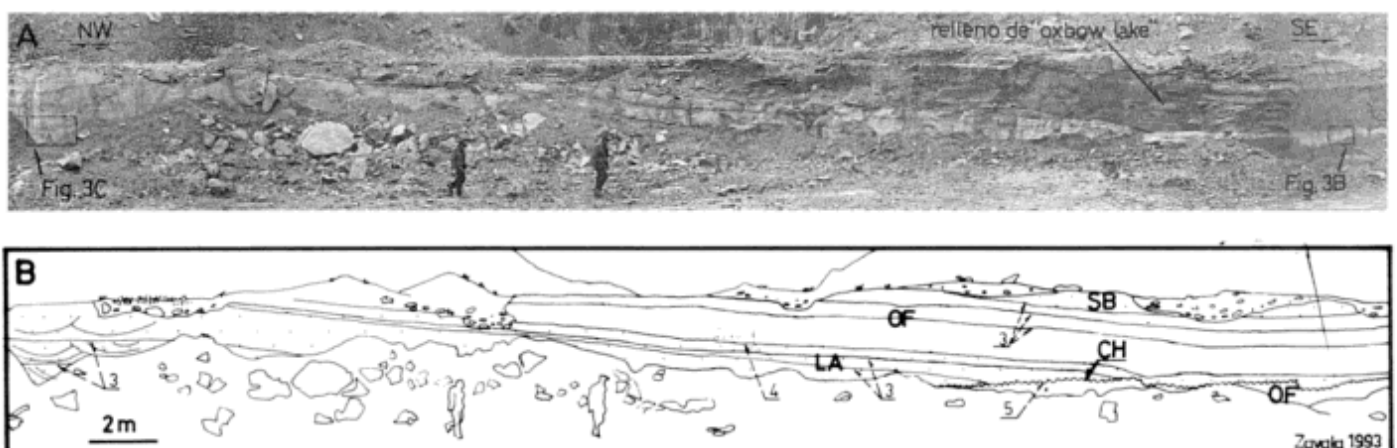


Figura 6: a) Panorámica del tramo inferior de los afloramientos donde se observan los depósitos arenosos de canal sobre los depósitos de llanura de inundación. Hacia arriba se aprecian depósitos pelíticos y barras de crevasamiento del relleno de una laguna semilunar ("oxbow lake") producida por estrangulamiento ("neck cut-off") de un meandro. En los recuadros se indica la ubicación de las figuras 3B y 3C; nótese la variabilidad lateral del espesor de los depósitos de canal. b) Interpretación de la fotografía anterior, donde se indican los elementos arquitecturales identificados junto a las principales superficies limitantes y su correspondiente jerarquía.

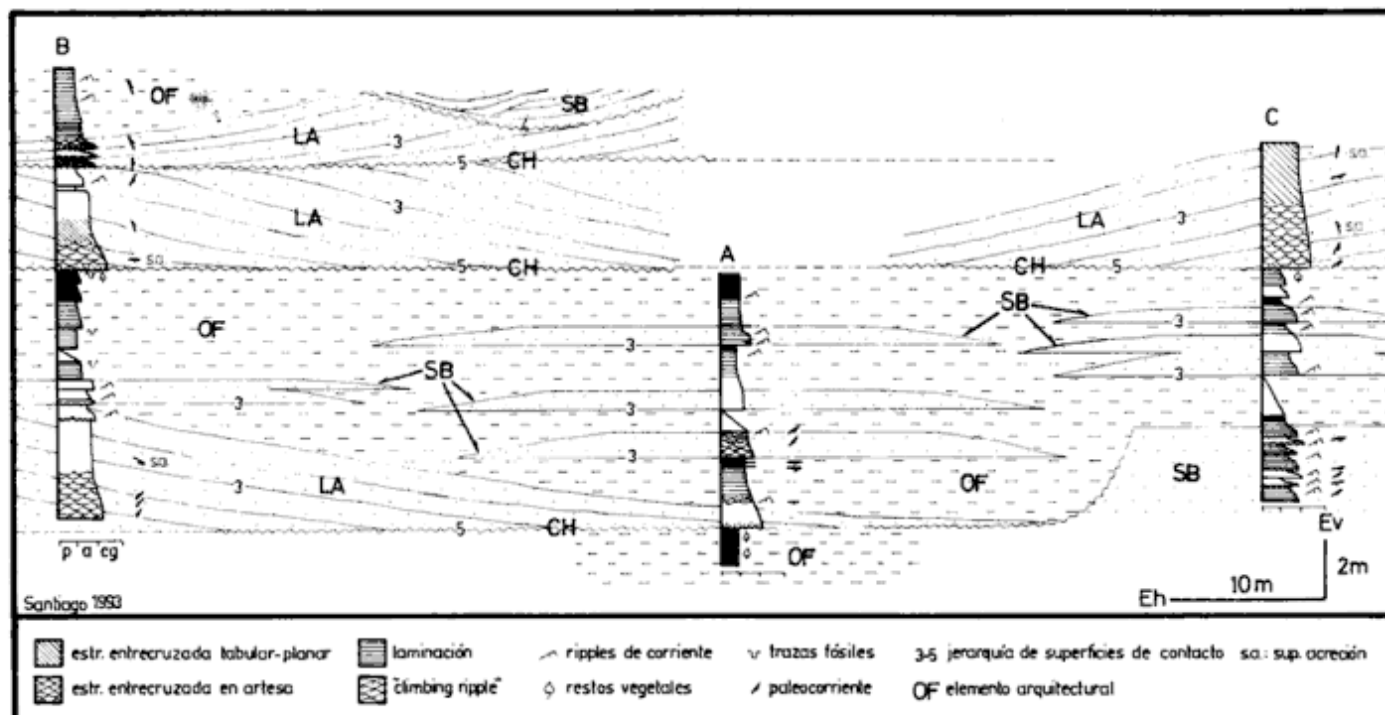


Figura 7: Correlación detallada de los perfiles relevados y distribución espacial de los elementos arquitecturales identificados. Se indican esquemáticamente las principales superficies limitantes y su jerarquía.

decantación, lo que se interpreta como un abandono gradual del canal principal debido a la creciente funcionalidad de canales de crecida adyacentes ("chute channel") localizados en los niveles superiores del elemento LA (Figs. 5, 8), en un proceso conocido como "chute cut-off" (Allen 1965).

Dado que en los sistemas aluviales la corriente se encuentra confinada a los canales durante la mayor parte del tiempo, en la llanura de inundación no ocurre deposición ni erosión, lo que posibilitaría el desarrollo de numerosos perfiles de suelos (Krauss y Bown 1986). Dentro de los depósitos del elemento arquitectural OF se reconocen cuerpos tabulares limitados por discontinuidades significativas (Fig. 4e), los que hacia el techo presentan evidencias de una marcada alteración, con desaparición de las estructuras sedimentarias primarias y un cambio en la coloración (Fig. 4f). Este hecho, sumado al hallazgo en estos niveles de restos vegetales, permitiría interpretar dichos cuerpos tabulares como paleosuelos, donde los restos florísticos habrían sufrido un escaso transporte. Finalmente, la presencia de pseudomorfo de pirita en los mismos depósitos indicaría condiciones reductoras, imperantes en sectores de la llanura de inundación.

Por otra parte, la asociación icnofaunística identificada, característica de ambientes de llanura de inundación (Buatois y Mángano 1993), constituye otra evidencia de gran importancia para la determinación paleoambiental de los depósitos. Una asociación similar ha sido descrita por Buatois, Aceñolaza y Jalfin

(en Buatois y Mángano 1993) para los depósitos fluviales pérmicos de la Formación La Golondrina, en el Nesocratón del Deseado, portadores de flora de *Glossopteris*.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer el invaluable apoyo de Mirta Quattrocchio en el financiamiento del trabajo de campo y lectura crítica del manuscrito, así como la colaboración de Heraclio Ortiz durante el relevamiento de los perfiles estratigráficos. Se agradece a los revisores, G. González Bonorino y a un segundo anónimo, cuyas acotaciones permitieron mejorar este trabajo. Se agradece asimismo el apoyo recibido por el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y el CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.
- Allen, J.R.L., 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 298-323.
- Andreis, R., 1964. Petrología del Grupo eodévónico de Lolén, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 5: 79-124. La Plata.

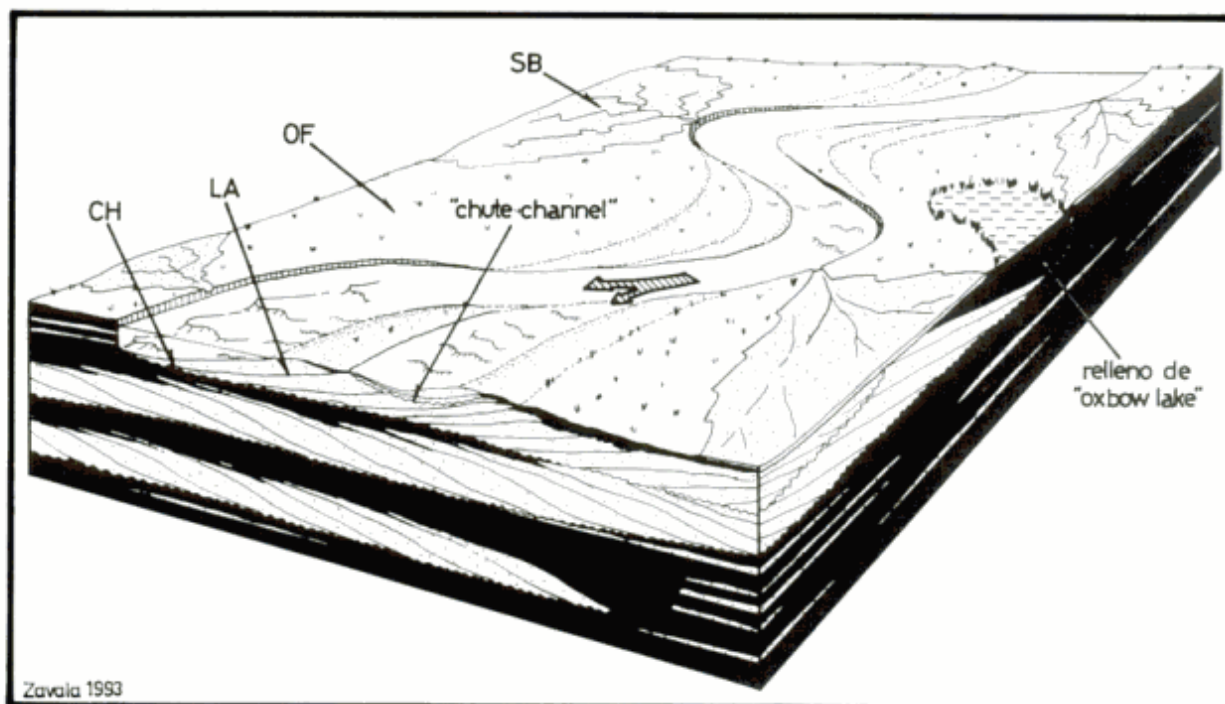


Figura 8: Modelo deposicional propuesto para la Formación Tunas en la localidad de Las Mostazas.

- Andreis, R. y López Gamundi, O., 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Resúmen 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses, 241. La Plata.
- Andreis, R., Lluch J., e Iñíguez, A., 1979. Paleocorrientes paleoambientales de las formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 2: 207-224. Bahía Blanca.
- Andreis, R., Iñíguez, A., Lluch J., y Rodríguez, S., 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, pp. 265-298. San Miguel de Tucumán
- Blakey, R.C. y Gubitosa, R., 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic). Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, 38: 51-86.
- Buatois, L.A. y Mángano, M. G., 1993. Trazas fósiles de invertebrados en ambientes no marinos. En: Melchor, R.N. (Ed.): Notas del curso "Nuevas tendencias en el estudio de las trazas fósiles". pp. 11-40. Santa Rosa.
- Coates, D.A., 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province, Argentina. *Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, Buenos Aires, 1967. UNESCO (2): 799-816. París.*
- Furque, G., 1967. Estratigrafía de la región de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Instituto Miguel Lillo, Acta Geológica Lilloana, 9: 79-114.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 34m, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 141: 1-70. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana). Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minería y Geología, Boletín 61. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 151-181.
- Harrington, H.J., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias. pp 395-405. Córdoba.
- Krauss, M.J. y Bown, T.M., 1986. Paleosols and time resolution in alluvial sedimentation. En: Wright, V.P. (Ed.): *Paleosols, their recognition and interpretation*. Princeton University Press, pp. 180-207. Princeton.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604.
- Miall, A.D., 1985. Architectural - Element Analysis: A new Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261-308.
- Miall, A.D., 1988. Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72 (6): 682-697.
- Suero, T., 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). Provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT. Serie 2 (74). La Plata.
- Suero, T., 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: Ulibarrera, (Ed.): Ministerio de Obras Públicas LEMIT. Provincia de Buenos Aires, Anales 3: 135-147. La Plata.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province / Argentina). *Geologische Rundschau* 79 (3): 797-821.
- Walker, R.G. y Cant, D.J., 1984. Sandy fluvial systems. En: Walker, R.G. (Ed.): *Facies Models, second edition*. Geoscience Canada Reprint Series 1. pp. 71-89.

Recibido: 21 de setiembre, 1993

Aceptado: 14 de diciembre, 1993

Depósitos lacustres y oncoides de la sección media de la Formación Remoredo (Precuyano), valle del río Grande, Mendoza

Silvia LANÉS¹ y Ricardo M. PALMA^{1,2}

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

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina

ABSTRACT. *Lacustrine deposits and oncoids at the middle section of the Remoredo Formation (Precuyano), río Grande valley, Mendoza.* Lower Jurassic deposits of the middle section (19 m) of Remoredo Formation at Arroyos Montañés, Montañesito and El Yeso (right tributaries of the Grande river), southwestern Mendoza province, and their oncoids are described. Three main facies are considered: limestones with oncoids, claystones and pyroclastics. According to layer configuration the oncoids can be assigned to Type I and hybrids P-I. The continuous micritic laminations suggest agitated conditions, and the discontinuous laminations reflect short periods of non agitation or tranquility. The oncoids are associated with a well preserved faunal assemblage of ostracods and some fragments of bivalves that are indicative of shallow water conditions. The facies are interpreted as the products of deposition in a shallow-water lake, constituting a coarsening-upward sequence and a progressive infilling by pyroclastic subaqueous flows.

Introducción

El propósito de esta contribución es ampliar la información sedimentológica y dar a conocer los oncoides presentes en la sección media de la Formación Remoredo, cuyos afloramientos se localizan en las quebradas de los arroyos Montañés, Montañesito y El Yeso (afluentes del río Grande), al oeste del cerro Tricolor (Figs. 1b y 1c).

Las primeras referencias a esta secuencia fueron dadas por Boehm (1934; 1935) quien menciona la existencia de rocas eruptivas y clásticas de color rojo violáceo. Una descripción más precisa es realizada por Fernández Carro y Padula (1947, ver "Serie Heterogénea") para aquellos afloramientos existentes en el faldeo occidental de la Sierra de Reyes; compuestos por arcilitas, areniscas y conglomerados de color rojo violáceo y un espesor aproximado de 200 m. Los citados autores asignan el conjunto al Jurásico temprano con algunas dudas, por la falta de fósiles diagnósticos.

Años más tarde, Groeber *et al.* (1953) denominaron a los depósitos de la Meseta de Remoredo como "Serie Remoredo" o "Remoredense" ubicándolos en el Triásico superior.

Stipanovic (1966) designó a estos depósitos y a aquéllos aflorantes en las inmediaciones de Bardas Blancas con el nombre de Fm. Remoredo e indicó que apoyan en discordancia angular sobre el Grupo Choyoi y son cubiertos de igual forma por sedimentitas del Bayociano.

Freytes (1969) reconoce para la Fm. Remoredo en la quebrada homónima, pelitas y calizas de origen lacustre; y es Gulisano (1976) quien homologa los depósitos existentes en Bardas Blancas y las sierras de Reyes, Cara Cura y Azul con la Fm. Remoredo, a la que asigna una edad jurásica inferior *s.l.* debido a sus relaciones estratigráficas.

Gulisano *et al.* (1984) en su esquema estratigráfico del sur mendocino, consideran a la Fm. Remoredo dentro del ciclo de acumulación Precuyano previamente definido por Gulisano (1981), y homologable con la Mesosecuencia Precuyo (Legarreta y Gulisano 1989).

En la región de estudio se distingue en la Fm. Remoredo una secuencia piroclástica con intercalaciones de facies lacustres, lo que motivó su división en tres secciones (inferior, media y superior).

La primera agrupa depósitos piroclásticos fenoandesíticos, morados y verdes que alcanzan 150 m de espesor. La segunda (19 m) incluye pelitas, calizas con oncoides y tobas con troncos (Fig. 1a). Los oncoides, producto de la calcitización de filamentos endolíticos, poseen valor paleoecológico además de indicar la dinámica del cuerpo de agua, ya que la sucesión de láminas internas de estas colonias algales señala períodos alternantes de agitación o tranquilidad.

Por último, la sección superior totaliza 16 m de depósitos piroclásticos dacíticos, castaños, con abundante matriz vitroclástica y con moldes de troncos e improntas de tallos carbonosos.

La base de la Fm. Remoredo yace en discordancia de

carácter regional sobre las riolitas del Grupo Choiyoi, mientras que su techo se encuentra afectado por contacto tectónico con la Fm. Auquinco (Oxfordiano). No obstante, éste puede observarse en el cerro Tricolor, donde la Fm. Remoredo está cubierta por sedimentitas del Grupo Cuyo portadoras de bivalvos y, en niveles estratigráficos inmediatamente superiores, de amonites de edad aaleniana superior-bajociana inferior (Westermann y Riccardi 1982). La fauna de los bivalvos referida permite asignar la base del Gr. Cuyo en el cerro Tricolor al Toarciense temprano (Damborenea

1987).

Por último y en base a su posición estratigráfica puede deducirse que la Fm. Remoredo corresponde al Jurásico inferior, aunque sin conocer exactamente el piso por carecer de fósiles de valor cronológico.

Análisis de facies

En la sección media de la Fm. Remoredo se han identificado tres tipos de facies: calcáreas, piroclásticas

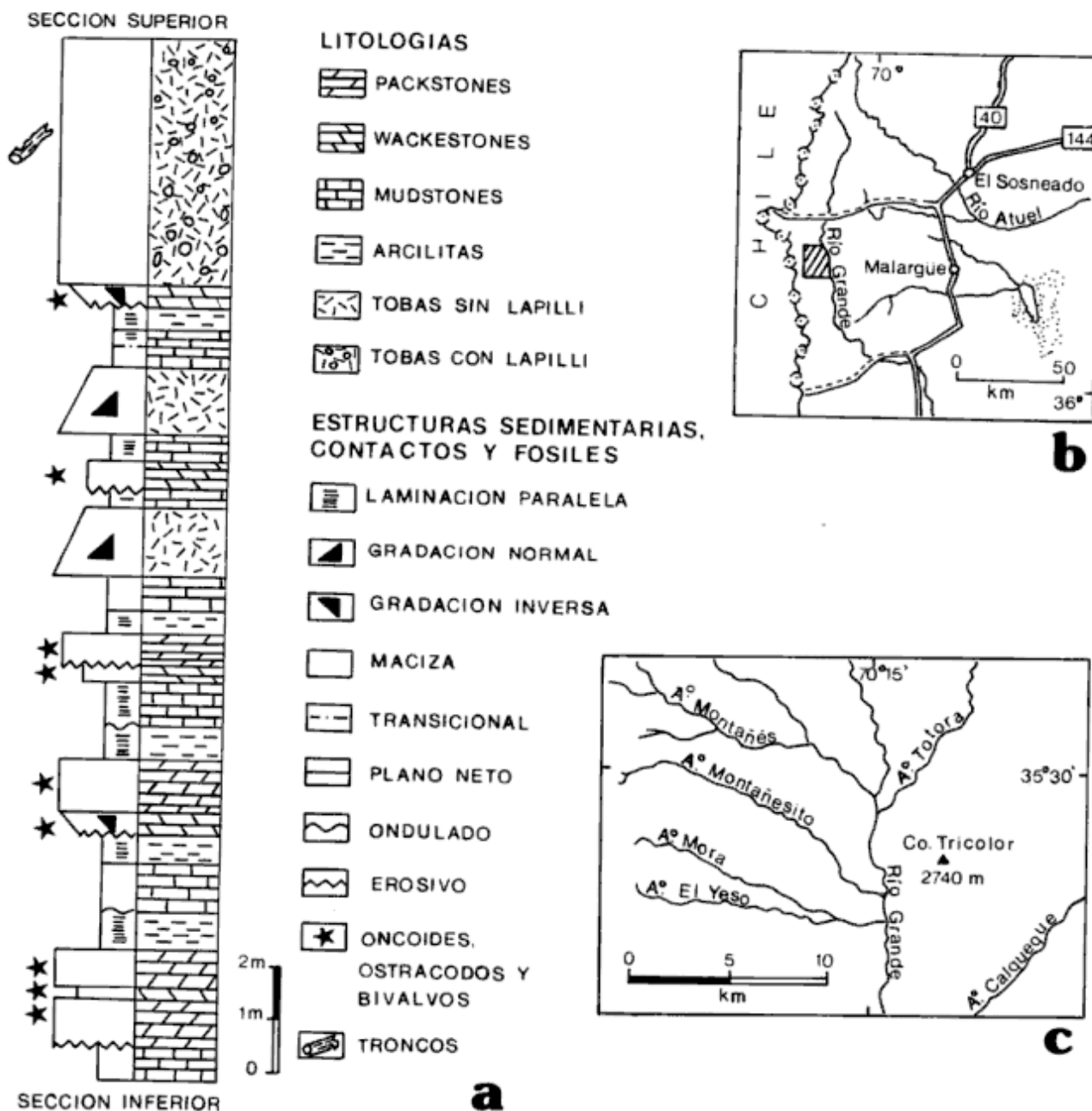


Figura1: a.Perfil esquemático de la sección media de la Formación Remoredo. b y c. Croquis de ubicación.

y pelíticas, aunque estas últimas representadas en forma exigua.

Facies calcáreas

Litofacies de mudstones: incluye mudstones laminados o frecuentemente macizos, compuestos por micrita con escasos parches de esparita neomórfica y algunos cubos de piritita diseminados. Las láminas se encuentran separadas entre sí por impurezas de color oscuro. Las capas varían entre 0,20-1,20 m de potencia. El color es gris oscuro a verdoso. No se observaron restos fósiles.

Litofacies de wackestones: reúnen wackestones gris oscuros, macizos o eventualmente con gradación inversa, dispuestas en capas de 15 a 20 cm de espesor. Contienen valvas de ostrácodos y pequeños fragmentos de conchillas de pelecípodos, algunos oncoides e intraclastos micríticos de forma prolada y subredondeados. Constituyentes extracuencales están representados por litoclastos de fenoandesitas, subangulosos.

Litofacies de packstones: característica de la porción basal del intervalo analizado y con tonalidades similares a los anteriores. Son macizos y conforman estratos de 30 a 50 cm de espesor, de bases planas. Por su contenido de oncoides pueden ser considerados como verdaderas "oncolitas" en el sentido de Dahanayake (1977), es decir, rocas compuestas por estos cuerpos en contacto unos con otros.

Facies piroclásticas

Constituida por tobas que, por su composición petrográfica fueron divididas en tobas fenodacíticas y fenoandesíticas, con hasta 5 % de lapilli andesíticos, cuyos ejes mayores, al igual que los cristales, se encuentran orientados en forma paralela a la estratificación. Generalmente presentan tonalidades castañas; en estratos de base plana y de aspecto macizo. Sin embargo, el estudio de las secciones delgadas revela la presencia de gradación normal por densidad. La matriz vitroclástica se halla poco soldada y los fragmentos de vidrio se hallan completamente desvitrificados a un agregado microgranoso de cuarzo y feldespatos alcalinos.

Facies pelíticas

Representada por arcilitas calcáreas, con tonalidades verdosas a gris verdosas y dispuestas en bancos

tabulares de 30 a 50 cm de espesor e interestratificadas con las facies calcáreas. Internamente las capas son laminadas.

Descripción de los oncoides e interpretación

Estos cuerpos, que por su tamaño pueden considerarse como oncoides (mayores a 2 mm) en el sentido de Tucker y Wright (1990), se encuentran en el techo de algunos wackestones y en los packstones macizos.

Los oncolitos tienen internamente un color gris claro, mientras que en superficie presentan tonalidades grisáceas más oscuras. Son cuerpos de formas elipsoidales a subelipsoidales y en menor grado esferoidales.

Existe un amplio predominio de oncoides cuyo diámetro oscila entre 4 a 13 mm y que contienen núcleos simples. Otros alcanzan hasta 59 mm aunque individuos de este tamaño no son abundantes y por lo general presentan más de un núcleo, formado por fragmentos de oncoides más antiguos, por lo que pueden ser considerados como oncoides compuestos.

Los oncoides compuestos muestran un conjunto de láminas acrecionales uniformemente concéntricas alrededor del núcleo, de aspecto denso como consecuencia de la alta concentración de micrita, las que son seguidas por una cierta alternancia de láminas densas y suavemente crenuladas.

En estos últimos sectores, el conjunto de láminas presenta perforaciones que limitan áreas convexas, similares a los hemisferios descritos por Logan *et al.* (1964). Estas "estructuras" están en superficie subsecuentemente cubiertas por mudstones.

Los núcleos de los oncoides simples son en general de composición micrítica, sin embargo existen claras evidencias de disolución o la presencia de cristales de calcita esparítica formando los mismos.

En sus estructuras se advierte la alternancia de láminas de micrita oscura y densa con otras de aspecto grumoso, de color castaño a marrón oscuro (Fig. 2a).

La disposición de las láminas alrededor del núcleo permitió reconocer dos tipos de cuerpos: a) compuestos por capas concéntricas y continuas; que eventualmente desarrollan mayor cantidad de láminas hacia un sector preferencial (Fig. 2a y 2b) constituidos por un apilamiento vertical de láminas de recorrido irregular, a veces con engrosamientos de las mismas en los extremos de los cuerpos (Fig. 2b).

En ocasiones tanto los núcleos como las capas grumosas periféricas presentan cavidades fenestrales rellenas por micrita neomórfica y en menor grado

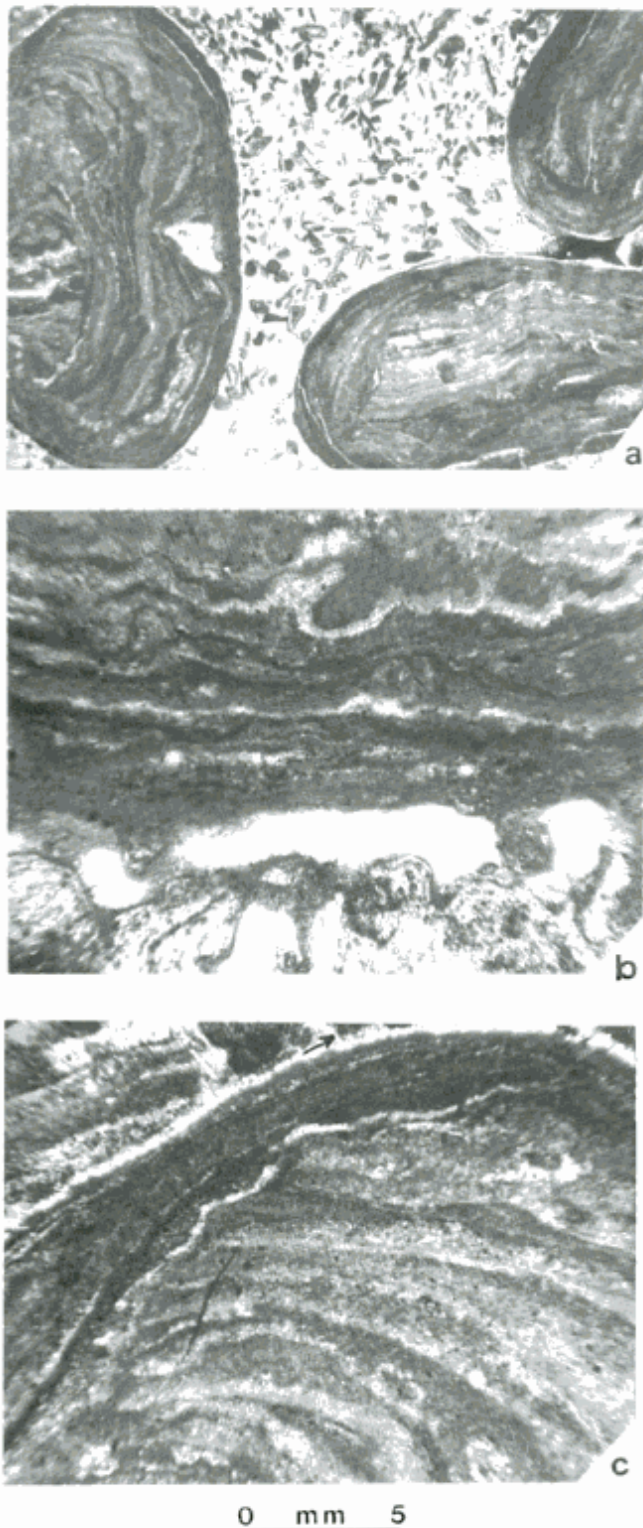


Figura 2: Oncolites y componentes aloquímicos en packstones de la Formación Remoredo. **a.** Sección transversal de diferentes oncolites. Observar la disposición de láminas y núcleos. **b.** Apilamiento de láminas gruesas y cavidades fenestrales rellenas por calcita rica en hierro. **c.** Alternancia de láminas y carácter discordante de las mismas. Se observan fenómenos de disolución. La flecha señala cristales prismáticos de calcita que representan el cemento inicial en las paredes externas de los oncolites.

por calcita ferrosa, o bien, cristales aislados de dolomita y anhidrita. Como consecuencia de ello, la fábrica original está desordenada (Fig. 2b).

Es probable que el origen de estas cavidades esté relacionado con el escape de gases generados durante la fotosíntesis (Monty 1976) o bien, por una activa descomposición bacteriana.

Asociados a los oncolitos se presentan diferentes componentes aloquímicos. Entre los esqueléticos se identificaron valvas desarticuladas de ostrácodos, pertenecientes a las Subfamilias Darwinulaceae e Iliocypridinae (Bertels com. verb. 1992) y fragmentos de conchillas de bivalvos indeterminados; micritizadas y reemplazadas por calcita granular.

Los constituyentes no esqueléticos están representados por intraclastos micríticos subredondeados, que alojan valvas desarticuladas de ostrácodos y escasos cortoides.

Litoclastos subredondeados de fenoandesitas y tobas, como cristales euhedrales de plagioclasa calcitizadas representan los elementos extracuencales.

Sobre la base de la nomenclatura de Dahanayake (1977), estos cuerpos pueden ser clasificados como de tipo I e híbridos I³-I, aunque con respecto a aquéllos, los oncolites estudiados exhiben capas micríticas discontinuas y centros no concéntricos. Según dicho autor los oncolitos de tipo I se forman bajo condiciones de agitación continua y alto grado de roldo, facilitando el desarrollo de una configuración concéntrica. Situación que, por otro lado, se encuentra claramente ratificada por la variedad de elementos asociados: intraclastos, fragmentos de oncolitos anteriores, y aloquímicos esqueléticos.

Sin embargo, otros autores (ver Palma y Andreis 1988) consideran que este tipo de estructura es característica de cuerpos estáticos.

La existencia de láminas gruesas más espesas y continuas que las micríticas, sugieren condiciones tranquilas y favorables para el crecimiento de la masa algal. A juzgar por la ausencia total de partículas detríticas, es posible considerar un origen bioquímico para las mismas (Golubič 1976). Las láminas micríticas, en tanto, sugieren una agitación intermitente.

La persistencia de condiciones tranquilas también está indicada por el apilamiento de ambos tipos de láminas en los núcleos. Sin embargo el abrupto truncamiento de algunas láminas (Fig. 2c) puede ser considerado como consecuencia de periódicos cambios o movimientos del oncolito en una dirección preferencial (Monty 1976).

En general los oncolites carecen de filamentos algales visibles, pudiéndoselos catalogar como Spongiosotomas (Monty 1981). Es decir que su génesis estaría

relacionado al entrapamiento de partículas sedimentarias con la consiguiente degradación de los filamentos calcificados.

Con referencia a los ortoquímicos, se individualizaron cuatro tipos de cementos. Uno de ellos está representado por cristales prismáticos de calcita (Fig. 2c) dispuestos en forma perpendicular sobre las paredes externas de ciertos aloquímicos.

Probablemente estos cristales representan un primer estadio de cementación y se encuentran limitados abruptamente por un mosaico de calcita granular de composición normal y ferrosa en menor grado. Estas últimas constituyen el precipitado ortoquímico más destacado, aunque reemplazadas por escasa anhidrita subhedral.

Interpretación de facies

El carácter continental de las sedimentitas de la Fm. Remoredo, depositada en un ambiente fluvial o lacustre, fue mencionado por Fernández Carro y Padula (1947), Freytes (1969) y Gulisano (1976).

Los afloramientos analizados revelan características de depósitos lacustres, donde el predominio de calizas con fábrica matriz sostén, arcilitas calcáreas, la naturaleza de los contactos y la ausencia de bioturbación evidencian condiciones tranquilas de sedimentación. Sin embargo las litofacies de packstones ricas en oncoides sugieren períodos intermitentes de agitación. Se reconocen facies someras cercanas a la costa y distales.

La escasa aunque valorable asociación de fósiles representados por ostrácodos de aguas dulces (Bertels *com. verb.* 1992), oncoides y fragmentos de conchillas de moluscos, más las estructuras primarias y facies, son atributos que permiten la comparación con aquellos depósitos lacustres descritos por Picard y High (1974) y Galloway y Hobday (1983).

Tanto las facies pelíticas como las litofacies de mudstones y wackestones reflejan condiciones hidrodinámicas similares con régimen de flujo bajo, por debajo del tren de acción de olas. Las pelitas fueron depositadas principalmente por decantación, mientras que mudstones y wackestones laminados sugieren una precipitación estacional del carbonato de calcio. Es probable que la preservación de la laminación fuera favorecida por la ausencia de bioturbación, dadas las condiciones anóxicas del fondo del lago, como sugiere la presencia de pirita en los mudstones.

La existencia de una gradación inversa en algunas capas de wackestones, determinada por una mayor concentración de oncoides y ostrácodos, reflejaría

condiciones relacionadas con un intenso oleaje (tormentas?) que, por otra parte, erosionaba el fondo micrítico, generando intraclastos y fragmentos de oncoides. Estos últimos posteriormente eran utilizados como núcleo por otros cuerpos, condiciones que en definitiva eran las propicias para la formación de oncoides compuestos.

La flora del lago, probablemente cyanobacterias, sería la responsable de la formación de los oncoides, que caracterizan zonas agitadas y someras (<3 m) cercanas a la costa y expuestas a la acción de luz solar (*cf.* Schneider *et al.* 1983). Los cambios en la simetría de algunos cuerpos permiten considerar, asimismo, crecimientos estacionales.

Dadas las condiciones hidrológicas que pudieron haber favorecido el desarrollo de este lago, es posible considerarlo como un cuerpo de agua efímero e hidrológicamente cerrado, aunque sin evaporitas, dentro de planicies aluviales de sistemas fluviales, a juzgar por las características de los afloramientos de la Fm. Remoredo en otras áreas.

Por último, de acuerdo con las facies descriptas y la sucesión que éstas presentan, se considera que el modelo ambiental para la sección media de la Fm. Remoredo responde a una secuencia granocreciente de somerización (arcilita-mudstone-packstone) cuya contracción fue rápidamente acelerada por la colmatación del lago generada por los depósitos de tobas fenoandesíticas con moldes de troncos orientados y tallitos, erosionados de las márgenes del lago.

Las particularidades de los depósitos piroclásticos fenoandesíticos, tales como gradación normal por densidad, tamaño de los bloques (8 cm) y textura eutaxítica de las tobas, sugieren una génesis vinculada a flujos piroclásticos.

Si bien existe una diferenciación dada por el contenido de lapilli entre las tobas fenoandesíticas inferiores y las tobas fenodácnicas superiores, ambas sugieren la proveniencia desde un centro efusivo común, el que podría estar ubicado a una decena de kilómetros en dirección norte del sector estudiado (Lanés 1991).

Conclusiones

La secuencia lacustre estudiada permite inferir un cambio paulatino en las condiciones paleoambientales, desde facies distales (pelitas y mudstones) depositadas en un ambiente tranquilo y bajo condiciones anóxicas, hasta facies cercanas a la costa (wackestones/packstones) con abundantes oncoides, que caracterizan un ambiente de aguas intermitentemente agitadas.

El arreglo de facies define una secuencia grano-creciente de somerización. La colmatación del lago está vinculada a la actividad volcánica coetánea que generó flujos piroclásticos subaéreos.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a A. Bertels y a C. Laprida por las determinaciones micropaleontológicas; a las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por el apoyo logístico durante las tareas de campo y por permitir la consulta y publicación de datos inéditos; y a O. Limarino y S. Damborenea por la lectura del manuscrito y sugerencias recibidas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Boehm, E. K., 1934. Informe del mapa geológico topográfico 1:25.000 de la zona entre el río Malargüe y el Ao. Chacay. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 35 p. (inédito).
- Boehm, E. K., 1935. Informe del mapa geológico topográfico de la zona de Chigüü. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 40 p. (inédito).
- Dahanayake, K., 1977. Classification of oncolites from Upper Jurassic carbonates of French Jura. *Sedimentary Geology* 18 (4): 337-353.
- Damborenea, S. E., 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina, Part 1: Stratigraphical introduction and Superfamilies Nuculanaceae, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. *Palaontographica* 199 (1-3): 23-110, 4 figs.
- Fernández Carro, A. y Padula, E., 1947. Perfiles del Jurásico "Base del Dogger al Valanginiense" trazados en la Sierra de Reyes, provincia de Mendoza. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 23 p. (inédito).
- Freytes, E., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del grupo Choiyoi (Serie Porfírica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 79 p. (inédito).
- Galloway, W. E. y Hobday, D. K., 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration. Springer-Verlag, 423 p. New York.
- Golubič, S., 1976. Organisms that build stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). En: Walter, M. R. (Ed.): *Stromatolites*, pp. 381-388. Elsevier, Amsterdam.
- Groeber, P., Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. R. G., 1953. Jurásico. En: *Geografía de la República Argentina*, 2 (1): 143-347. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., 1976. Perfil geológico en el anticlinal de Malargüe, desde el Grupo Choiyoi hasta la base de la Formación Vaca Muerta (Triásico a Jurásico superior). Provincia de Mendoza. República Argentina. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 75 p. (inédito).
- Gulisano, C. A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *Actas del 8º Congreso Geológico Argentino*, San Luis, 3: 579-592. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche, 1:236-259. Buenos Aires.
- Lanés, S., 1991. Estratigrafía de la secuencia precuyana en el área del río Grande, entre los arroyos Montañés y El Yeso, Cordillera Principal, provincia de Mendoza. Trabajo final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 140 pp. (inédito).
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). 10º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Simposio de Cuencas Sedimentarias: 221-244. Buenos Aires.
- Logan, B. W., Rezaki, R. y Guinsburg, R. W., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72 (1):68-83.
- Monty, C. L. V., 1976. The origin and development of cryptalgal fabric. En: Walter, M. R. (Ed.): *Stromatolites*. pp.193-249. Elsevier, Amsterdam.
- Monty, C. L. V., 1981. Spongostromate vs. Porostromate, stromatolites and oncolites. En: Monty, C. L. V. (Ed.): *Phanerozoic Stromatolites*. pp.1-4. Elsevier, Amsterdam.
- Palma, R. M. y Andreis, R. R., 1988. Oncolitos en la Formación Yacoraita y su significado ambiental-Valle del Tonco, Salta-Argentina. *Actas 2ª Reunión de Sedimentología*: 208-211. Buenos Aires.
- Picard, M. D. y High, L. H., 1974. Criteria for recognizing lacustrine rocks. En: Rigby, J. K. y Hamblin, W. K. (Eds.): *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, Special Publication of the Society of Economists, Paleontologists and Mineralogists 16: 108-145. Tulsa.
- Schneider, J., Schröder, H. J. y Le Campion-Alsumard, T., 1983. Algal microreefs-coated grains from fresh water environment. En: Peryt, T. (Ed.): *Coated Grains*. pp.284-298. Springer-Verlag, Berlin.
- Stipanovic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (4): 403-478.
- Tucker, M. E. y Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 p., London.
- Westermann, G. E. G. y Riccardi, A. C., 1982. Ammonoid fauna from the early Middle Jurassic of Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology*, 56(1):11-41. Tulsa.

Recibido: 4 de enero, 1993

Aceptado: 15 de febrero, 1994

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

Westermann, G.E.G., Editor, 1992. *The Jurassic of the Circum-Pacific*, pp. 676, Cambridge University Press, Cambridge.

Este libro es la obra resultante del Proyecto 171 del Programa Internacional de Correlación Geológica, Circum Pacific Jurassic, que se desarrolló entre 1980 y 1987. Comprende seis secciones principales con un total de 27 capítulos, redactados por sesenta autores. La primera sección, dedicada a Escalas de Tiempo, incluye dos artículos en los que se discuten los últimos avances en el desarrollo de las escalas cronológica y de magnetopolaridad del Jurásico. En la segunda parte se presentan mapas paleogeográficos simplificados de la región circumpacífica, los mismos que en capítulos posteriores son usados para esbozar la paleobiogeografía del Jurásico. La tercera y más extensa parte del libro está dedicada a presentar la estratigrafía y geología del Jurásico alrededor del Océano Pacífico. Incluye ocho capítulos sobre Canadá y Estados Unidos, México y América Central, América del Sur y Antártida, Australasia, Indonesia y Papua-Nueva Guinea, Japón, y Asia sudoriental, China oriental y Rusia oriental. En ellos se presenta una síntesis de la estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía, ilustrada por mapas de facies, paleogeográficos y tectónicos, columnas estratigráficas, cuadros de correlación regionales, etc. El capítulo sobre América del Sur y Antártida (págs. 122 a 161) está dividido en siete partes, en las cuales, además del Jurásico de Antártida, se describe el de Venezuela, Colombia, Perú y Argentina y Chile, y se presenta una síntesis del contexto geológico regional y de la paleogeografía.

La cuarta sección trata de la biocronología, en seis capítulos referidos a diferentes grupos fósiles, i.e. amonites, palinomorfos, radiolarios, ostrácodos de Canadá occidental, bivalvos y belemnites del Pacífico sudoccidental, y a su significación para la correlación del Jurásico circumpacífico.

La quinta parte consiste de nueve capítulos sobre la biogeografía de determinados grupos taxonómicos, i.e. macroflora, ostrácodos y foraminíferos del interior occidental de América del Norte, ostrácodos de China, corales, braquiópodos, belemnites, amonites, peces y reptiles. La distribución de los mismos se presenta en reconstrucciones paleogeográficas del paleo-Pacífico, con indicación de diferentes clases de unidades paleobiogeográficas para los grupos considerados. El capítulo más extenso corresponde a los amonites, cuya distribución es discutida en detalle, especialmente con referencia a la existencia de terrenos alóctonos en el sur de Alaska y a la reconstrucción paleogeográfica de América Central. Finalmente la sexta sección trata del clima y oceanografía de la región del circum-Pacífico durante el Jurásico.

La obra tiene un apéndice que incluye 133 láminas con más de 1000 fósiles guías del Jurásico de la región y por dos índices. Las láminas están agrupadas por grupo fósil (amonites, dinoflagelados, esporas y polen, macroflora, radiolarios, foraminíferos, ostrácodos, braquiópodos, bivalvos, belemnites y reptiles marinos), pisos estratigráficos y región y son de muy buena calidad. La obra se completa con dos índices, uno general y otro de fósiles ilustrados. La impresión es de excelente calidad y los errores tipográficos o de edición existentes son mínimos, especialmente considerando la magnitud de la obra y la cantidad y variedad de autores involucrados.

Esta es la primera y única obra existente en la que se presenta una síntesis de un Sistema para la región circum-pacífica. Especialmente valiosa es la inclusión de abundante información y excelentes ilustraciones, provenientes de las más diversas fuentes, cuya disponibilidad previa era dificultosa.

Este libro será de mucha utilidad para los estudiosos de las Ciencias de la Tierra, geólogos, paleontólogos y estratígrafos, interesados en el Jurásico y en la geología de la región circumpacífica.

A.C. Riccardi

ACLARACION

En el vol. 47 (3), págs. 346-347 se incluyeron: 1) un Comentario de G. González Bonorino y G.G. Bujalesky sobre el trabajo de J.O. Codignotto "Evolución en el Cuaternario del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego", publicado en el vol. 45, págs. 9-16 de la Revista; y 2) una Réplica de J.O. Codignotto. En ambos casos los textos originales presentados a la Revista fueron modificados editorialmente, aunque sin alterar las evidencias y argumentos geológicos expuestos. Las versiones textuales, tanto del Comentario como de la Réplica, se encuentran disponibles en la sede de la Asociación.

AGRADECIMIENTO A ARBITROS

La Subcomisión de Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina agradece la tarea realizada por los miembros del Comité Editorial y la colaboración prestada por los siguientes colegas que han actuado durante el año 1993 como árbitros de manuscritos enviados para su publicación a esta Revista.

Dra. Ana Alonso Zarza (Universidad Complutense, Madrid, España)

Lic. Silvia Ametrano (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. Richard Annells (Servicio Geológico Británico, Gran Bretaña)

Dr. Don Appleton (Servicio Geológico Británico, Gran Bretaña)

Dr. Bruno Baldis (Universidad Nacional de San Juan)

Dra. Matilde Beresi (CRICYT, Mendoza)

Ing. Emilia Bocanegra (Universidad de Mar del Plata)

Dra. Norma Brogioni (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. G.G. Bujalesky (CADIC, Ushuaia)

Dr. José Calvo Sorando (Universidad Complutense, Madrid, España)

Dr. César Casquet Martin (Universidad Complutense, Madrid, España)

Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy)

Dr. Hugo Corbella (Museo Argentino de Ciencias Naturales)

Dr. Arturo Corte (IANIGLA, Mendoza)

Dr. Alfredo Cuerda (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. Pedro Depetris (Universidad Nacional de Córdoba)

Dra. Eva Donnari (Dirección Nacional de Minería y Geología)

Dra. Lidia Espizúa (CRICYT, Mendoza)

Dr. Robert B. Evans (Servicio Geológico Británico, Gran Bretaña)

Dr. Fernando Fernández Seveso (Yacimientos Petrolíferos Fiscales)

Prof. Graciela Font (Observatorio Astronómico, La Plata)

Dr. Carlos González (Instituto Miguel Lillo, Tucumán)

Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad de Buenos Aires)

Dr. Carlos Gulisano (Petrolera Argentina San Jorge)

Dr. Miguel Haller (CENPAT, Puerto Madryn)

Dr. Mario Iñíguez Rodríguez (CIG, La Plata)

Dr. Federico Isla (Universidad Nacional de Mar del Plata)

Dr. Daniel Kokogian (Oxy, Buenos Aires)

Dr. Pierfranco Lattanzi (Università degli Studi di Firenze, Italia)

Dr. Leonardo Legarreta (ASTRA C.A.P.S.A.)

Dr. Carlos Limarino (Universidad de Buenos Aires)

Dr. José López Ruiz (Museo de Ciencias Naturales, Madrid, España)

Dra. Lidia Malvicini (Dirección Nacional de Minería y Geología)

Dr. Miguel Manceñido (Museo de Ciencias Naturales, La Plata)

Dr. Mario Mazzoni (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. Julio Merodio (Universidad Nacional de La Plata)

Dra. Paulina Nabel (Museo Argentino de Ciencias Naturales)

Dr. José Luis Panza (Servicio Geológico Nacional)

Dr. Jorge Rabassa (CADIC, Ushuaia)

Dr. Alberto Riccardi (Museo de Ciencias Naturales de La Plata)

Dr. J. Sala (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. Richard Sillitoe (Gran Bretaña)

Dr. Mike Styles (Servicio Geológico Británico, Gran Bretaña)

Dr. Alfredo Tineo (Universidad Nacional de Tucumán)

Dr. A. Toselli (Instituto Miguel Lillo, Tucumán)

Dr. Juan Vilas (Universidad de Buenos Aires)

Dra. Luisa Villar (Universidad de Buenos Aires)

Dr. Wolfgang Volkheimer (Museo Argentino de Ciencias Naturales)

Se agradece además al Dr. Michael R.A. Thomson (British Antarctic Survey, Gran Bretaña) por la corrección idiomática de los resúmenes en inglés.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Asamblea Extraordinaria

El lunes 31 de mayo de 1993 a las 18.00 horas se realizó una Asamblea General Extraordinaria, la cual aprobó la modificación del Estatuto de la Asociación. La última actualización realizada databa de treinta años atrás. Las nuevas propuestas se basaron en las sugerencias realizadas por una Comisión de Miembros Honorarios encargada del estudio del tema y en el Estatuto Tipo que para estos casos facilita la Inspección General de Justicia. Las modificaciones más importantes aprobadas por la Asamblea incluyen: 1) creación de la categoría de socio vitalicio; 2) equiparación de los derechos de los socios honorarios con los de los activos; 3) ampliación de la Comisión Directiva de 7 a 10 miembros; 4) creación de un Organismo de Fiscalización; 5) eliminación de la restricción que imponía a los miembros de la Comisión Directiva residir a por lo menos 60 km de la Capital Federal; 6) realización de la Asamblea Ordinaria dentro de los sesenta días (en lugar de cuatro meses) posteriores al cierre del ejercicio, el cual se modifica del 15 de mayo al 30 de septiembre; 7) eliminación de las especificaciones técnicas relacionadas con la Revista de la Asociación; 8) inclusión de la posibilidad de abrir cuentas y realizar transacciones con cualquier entidad bancaria; 9) designación como beneficiarios, en caso de disolución, del Consejo Superior Profesional de Geología y de la Asociación Paleontológica Argentina.

Asamblea General Ordinaria

El día 3 de septiembre de 1993 tuvo lugar la Asamblea General Ordinaria en la que se aprobó la Memoria, Balance General, Inventario y Cuenta de Gastos y Recursos del período 16 de mayo de 1992 - 15 de mayo de 1993 y se renovó la Comisión Directiva. En la primera reunión, celebrada el 15 de septiembre, ésta quedó constituida de la siguiente manera: Presidente: Dr. A.C. Riccardi; Vicepresidente: Dr. V. Méndez; Secretaria: Dra. P. Nabel; Tesorero: Dr. B. Antelo; Vocales Titulares: Dres. N. Brogioni, S.E. Damborenea, S. Matheos; Vocales Suplentes: Dres. N. Pezzutti, H. Vizán y M.K. de Brodtkorb.

Entre las prioridades fijadas por la nueva Comisión Directiva se halla el ubicar firmemente a la A.G.A. en el cumplimiento de los objetivos que fijaron sus fundadores, a saber: 1) propender al progreso de las Ciencias Geológicas, especialmente mediante el estí-

mulo a la actividad científica; 2) integrar en una comunidad organizada a quienes desarrollan actividades geológicas en el marco de la ética profesional y científica; 3) editar una revista que en su excelencia refleje la de la actividad geológica en el país; 4) organizar reuniones científicas y sociales que contribuyan a fortalecer los vínculos de los socios entre sí y de la A.G.A. con la comunidad nacional e internacional. Por tal motivo convocó a todos los socios a participar de todas y cada una de las acciones tendientes a concretar los objetivos citados, especialmente considerando a las dificultades económicas y organizativas que venía sufriendo la Asociación.

Subcomisión de Publicaciones

A partir del 15 de septiembre quedó integrada por la Dra. S.E. Damborenea (Directora de la Revista) y los Dres. S. Matheos y H. Vizán.

Jurado del Premio C. Storni

Para el bienio 1993-1995 quedó integrado por: Dr. A.C. Riccardi, Dr. L. Legarreta y Dra. S.E. Damborenea.

Delegaciones

En el transcurso de 1993 renunciaron los delegados en Zapala, Dra. M. Franchini, en Mina Aguilar, Lic. F. Flores, en Fabricaciones Militares, Dr. V. Méndez y en Río Turbio, Lic. R. Carrizo, tras una prolongada y fecunda labor que la Asociación agradece. Fueron designados nuevos delegados: el Lic. Danieli en Zapala, el Dr. A. Palma en Mina Aguilar y la Dra. M. Beresi en el CRICYT (Mendoza). También se designó al Lic. A. Caselli para que, conjuntamente con la Lic. A. Vrba, se ocupe de la delegación en la Universidad de Buenos Aires. Se resolvió cerrar las Delegaciones en Fabricaciones Militares y en Río Turbio y agradecer a los Delegados, Ramón Carrizo Godoy y Vicente Méndez la labor llevada a cabo en beneficio de la Asociación durante su gestión al frente de las mismas.

Miembros Benefactores

Durante 1993 la Asociación recibió el apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: Secre-

taría de Minería, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Compañía Naviera Pérez Companc, AMOCO, Compañía General de Combustibles S.A., BHP - UTAH International Exploration Inc.

Miembros Correspondientes

La Comisión Directiva designó en calidad de Miembros Correspondientes a los siguientes colegas extranjeros: M. Arnould (Francia), por sus antecedentes académicos y su colaboración con las actividades desarrolladas en el país en el campo de la geología aplicada a la ingeniería; M. Barbieri y E. Mutti (Italia), por sus antecedentes académicos y sus aportes a la comunidad geológica argentina en isotopía y sedimentología, respectivamente; J. Corvalán, R. Charrier, E. Godoy y F. Hervé (Chile), por sus antecedentes académicos y colaboración con geólogos argentinos en trabajos científicos; J. Saavedra Alonso (España), por sus antecedentes académicos y colaboración con geólogos argentinos en el campo de la petrología.

El 22 de marzo de 1993 a las 11 horas, en la sede de la Asociación, se hizo entrega del diploma y medalla al Dr. H. Miller. En la oportunidad el Dr. Miller dió una conferencia sobre el tema "Alpes y Andes: dos Orógenos, dos orígenes?".

El 16 de abril de 1993 se hizo entrega, en la sede de la Asociación, del diploma y medalla al Dr. E. Mutti (Italia). En la ocasión el Dr. Mutti disertó sobre el tema "El significado paleoambiental de flujos gravitacionales".

El viernes 15 de octubre de 1993, durante la cena de clausura del XII Congreso Geológico Argentino, en Mendoza, se hizo entrega de la medalla y diploma a los nuevos miembros correspondientes de Chile, Doctores E. Godoy, F. Hervé, J. Corvalán y R. Charrier.

Homenaje al Dr. Horacio H. Camacho

El 2 de abril de 1993 tuvo lugar, con la adhesión de la Asociación Geológica Argentina, el homenaje que un grupo de discípulos, colegas y amigos ofreció al Dr. Horacio H. Camacho con motivo de su 70 aniversario y en reconocimiento a su destacada trayectoria personal, científica y profesional. El mismo se realizó en la sede de la institución ante una numerosa y destacada concurrencia. Entre los asistentes se hallaban autoridades y miembros de ámbitos gubernamentales, universitarios, científicos y profesionales. En la ocasión se presentó una semblanza personal y profesio-

nal del homenajeado, a cargo de los Doctores Marcelo Yrigoyen, Alvine Bertels y Alberto C. Riccardi. Seguidamente se hizo entrega al Dr. Camacho de un plato recordatorio. Posteriormente se realizó una reunión de comunicaciones.

Socios activos y adherentes

En el transcurso de 1993 se incorporaron a la Asociación 86 socios activos y 29 adherentes. Se resolvió dar de baja a todos los socios que adeudasen la cuota correspondiente al año 1992.

Publicaciones

Durante 1993 se imprimieron y distribuyeron los vol. 47 (1), 47 (2), 47(3) y 47(4) de la Revista de la Asociación. Con este volumen se introdujo un nuevo formato (21,5 X 28 cm) y diagramación. En el primer número se incluyó el nuevo Reglamento de Publicaciones y las Instrucciones para los autores. El número 4 incluyó el listado de socios honorarios, correspondientes, activos y benefactores. Se imprimió el Código de Estratigrafía, que fuera preparado por el Comité Argentino de Estratigrafía. El mismo fue publicado en el número 20 de la Serie B (Didáctica y Complementaria). En noviembre se completó la impresión del volumen IX (Jurásico) del Léxico Argentino de Estratigrafía, preparado por la Subcomisión de Jurásico del Comité Argentino de Estratigrafía. Se incluyó en el número 21 de la Serie B (Didáctica y Complementaria) de la Asociación.

Por resolución de la Comisión Directiva se comenzaron a facturar los costos correspondientes a los autores que realizan cambios en los trabajos cuando éstos se encuentren en estado de corrección de pruebas.

Boletín Informativo

Durante 1993 se publicaron los Boletines Informativos 17 (abril), 18 (agosto) y 19 (diciembre).

Venta promocional de publicaciones

Durante 1993 estuvo vigente una venta promocional de publicaciones a precios reducidos para los socios del país.

En el mes de mayo se realizó una venta promocional en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Conferencias y cursos

El 22 de marzo de 1993 el Dr. H. Miller dio una conferencia sobre el tema "Alpes y Andes: dos Orógenos, dos orígenes?". El 16 de abril el Dr. E. Mutti dictó una conferencia sobre el tema "El significado paleoambiental de los depósitos de flujos gravitacionales". El 30 de abril tuvo lugar la conferencia del Dr. M. Mazzoni (Univ. Nac. de La Plata) sobre el tema "Predicción de erupciones volcánicas: el trágico caso del Volcán Galera (Colombia, 14 de enero de 1993)". El 12 de mayo dictó una conferencia el Dr. Norman Page (U.S. Geological Survey) sobre el tema "Platinum group elements deposits in the World". Entre el 21 y el 25 de junio se desarrolló el curso sobre "Granitoides: Geología, Tectónica y Evolución Geoquímico-isotópica", a cargo de los Doctores E. Llambías y C. Rapela (Univ. Nac. de La Plata). El 26 de octubre a las 14.00 horas el Dr. A. Tankard (Alberta, Canadá) dio una conferencia sobre el tema "Extensional tectonics and basin development in Eastern Canada and Argentina".

Auspicios

Por resolución de la Comisión Directiva se auspiciaron la 7th Scientific Assembly de la International Association of Geomagnetism and Aeronomy, que se realizó en Buenos Aires entre el 8 y el 20 de agosto, la Primera Reunión Argentina de Icnología (Santa Rosa, La Pampa), 28 de junio al 2 de julio de 1993, organizada por la Universidad Nacional de La Pampa y el Consejo Profesional de Ciencias Naturales de La Pampa y el XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, Argentina), 10 al 15 de octubre de 1993.

XII Congreso Geológico Argentino

Entre el 10 y el 15 de octubre de 1993 se realizó en Mendoza el XII Congreso Geológico Argentino, el cual contó con el auspicio de la Asociación Geológica Argentina. El Congreso, que se caracterizó por su excelente organización y nivel académico, contó con una nutrida concurrencia de geólogos de todo el país. Los trabajos presentados fueron publicados en las Actas

del Congreso, las que constan de 6 volúmenes. Durante el Congreso también se puso a la venta el Relatorio correspondiente a la Geología de la Provincia de Mendoza. Tanto las Actas como el Relatorio fueron editadas e impresas con esmero y constituyen una puesta al día de numerosos aspectos geológicos, especialmente de nuestro país. La Asociación habilitó un puesto de ventas y atención a socios y público en general. Se realizaron numerosas ventas y se recibieron numerosas solicitudes de inscripción y reinscripción de socios.

Nuevo Reglamento de Congresos

En la Asamblea de Apertura del XII Congreso Geológico Argentino se aprobó la propuesta de la Asociación Geológica Argentina y de la Junta Ejecutiva del XII Congreso por la cual se da mandato a la Asociación, para que conjuntamente con los Presidentes de todos los Congresos Geológicos Argentinos, modifique en el plazo de 180 días el Reglamento de los Congresos Geológicos y asuma transitoriamente las funciones del Comité Permanente de Congresos. Dicho Reglamento entraría en vigencia a partir del XIII Congreso Geológico Argentino. La aprobación de esta propuesta fue acompañada por la suspensión de todos los mecanismos previstos en el actual Reglamento vinculados a la elección de autoridades y lugar de realización del próximo Congreso.

Premios Juan José Nágera y Franco Pastore

Durante el XII Congreso Geológico Argentino se constituyó el Jurado para los Premios J.J. Nágera y F. Pastore, el cual quedó integrado por: A.C. Riccardi, por la Asociación Geológica Argentina, L. Spalletti, por la Junta Ejecutiva del XII Congreso Geológico Argentino, E. Buk, por la Comisión Organizadora Local del mismo congreso, y D. Bogetti y H. Pezzuchi, designados al efecto por la Asamblea de Apertura del XII Congreso Geológico Argentino. El Jurado otorgó el Premio Juan José Nágera al Dr. Marcelo Yrigoyen y el Premio Franco Pastore al Dr. Roberto Caminos. La entrega de los diplomas y medallas correspondientes se efectuó durante la cena de clausura del Congreso, el viernes 15 de octubre de 1993. El Dr. Marcelo Yrigoyen ha desarrollado una extensa e intensa actividad en el campo de la geología, cumpliendo funciones en Yacimientos Petrolíferos Fiscales, en la Comisión Nacional de Energía Atómica y en diferentes empresas petroleras privadas. El Dr. Yrigoyen ha

efectuado importantes aportes al conocimiento geológico de las cuencas sedimentarias de la Argentina y países vecinos. Paralelamente ha promovido diferentes actividades de la comunidad geológica organizada. Su participación ha sido importante para el accionar de las Asociaciones Geológica y Paleontológica, así como en la organización de Congresos y reuniones y en la presencia de la profesión geológica en el seno de la comunidad nacional e internacional. El Dr. Roberto Caminos ha desarrollado una amplia actividad de investigación como miembro del Servicio Geológico Nacional, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Universidad de Buenos Aires. En esta última institución, así como en la Universidad Nacional de La Plata, el Dr. Caminos ha contribuido al dictado de cursos de Geología Regional, Estructural y Petrología, destacándose en la formación de profesionales e investigadores en el campo de las Ciencias Geológicas. Su labor de investigación lo ha llevado a trabajar en diversos aspectos de la Geología Regional en diferentes áreas del país, realizando importantes contribuciones al conocimiento de Cordillera Frontal, Sierras Pampeanas y basamento del Macizo de Somuncurá, entre otros.

IUGS

Durante 1993 la Comisión Directiva, en su calidad de Comité Nacional, mantuvo contactos con la Secretaría de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

CAPICG, CAPLI, CADINQUA

La Asociación continuó participando, a través de sus representantes, de las actividades de varios comités del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET): 1) Comité Argentino para el Programa Internacional de Correlación Geológica (CAPICG), Comité Argentino del Programa de la Litósfera (CAPLI), 3) Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINQUA). En septiembre designó nuevos representantes: 1) CAPICG: Dr. C. Rapella (Titular) y O. Limarino (Suplente); 2) CAPLI: Dras. N. Pezzutti (Titular) y M. Brodtkorb (Suplente); 3) CADINQUA: Dra. P. Nabel (Titular), Dr. B. Antelo (Suplente).

Congreso sobre Desarrollo Regional y Cambio Global

La Comisión de Economías y Desarrollo Regional de la Cámara de Diputados de la Nación invitó a la Asociación a exponer en dicho congreso, realizado en Buenos Aires entre el 26 y el 28 de octubre. En la ocasión expuso el Dr. V. Méndez sobre el tema "Los minerales estratégicos en la República Argentina y su relación con los nuevos materiales".

Día del Geólogo

El 11 de junio de 1993 tuvo lugar en la Casa del Geólogo la celebración del Día del Geólogo. La misma fue organizada conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina y contó con la participación de numerosos colegas.

Casa del Geólogo

Se han mantenido las reuniones periódicas del consorcio de la Casa del Geólogo, representada cada institución (A.G.A., A.P.A., C.S.P.G.) por sus respectivos Presidentes. En las reuniones realizadas se trataron todos los temas inherentes al mantenimiento y refacciones de la casa. Estas últimas estuvieron vinculadas al cambio de lugar de la cocina y al arreglo del lugar que ésta ocupaba.

Sede social

Conjuntamente con las demás sociedades propietarias de la Casa del Geólogo se completaron tareas de refacción en el sector de la cocina. Se completó la encuadernación de la serie de referencia de la Revista. En el mes de septiembre la Asociación adquirió una línea telefónica propia (número 325-3104), además de la compartida con las demás instituciones de la Casa del Geólogo.

Despedida de Fin de Año

Fue realizada, conjuntamente con la Asociación Paleontológica Argentina y el Consejo Superior Profesional de Geología, el 16 de diciembre en la Casa del Geólogo.

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

COMISION DIRECTIVA

(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta.
Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Tesorero: Lic. Roberto Kokot.
Vocales titulares: Dr. Carlos Limarino.
Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.
Vocales suplentes: Lic. Jorge Gebhard.
Dra. Corina Risso.
Dra. Gabriela Alonso.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.
Dra. Corina Risso.

(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.
Secretaria: Dra. Paulina Nabel.
Tesorero: Dr. Belarmino Antelo Pérez.
Vocales titulares: Dr. Sergio D. Matheos.
Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.
Vocales suplentes: Lic. Norma E. Pezzutti.
Lic. Haroldo Vizán.
Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Sergio D. Matheos.
Lic. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

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

MIEMBROS HONORARIOS

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

Dr. Félix González Bonorino
Dr. Horacio Camacho
Dra. Pierina Pasotti
Dr. Enrique de Alba
Dr. Bernabé Quartino
Dr. Edgardo Rolleri
Dr. Pedro N. Stipanovic
Dr. Marcelo R. Yrigoyen
Dr. Mario E. Teruggi
Dr. Juvenal J. Zambrano
Dr. Roberto Luis Caminos
Dr. Enrique Linares
Dr. Rosendo Pascual
Dr. Carmelo de Ferrariis
Dr. Emilio González Díaz
Dr. Alfredo Cuerda
Dr. Francisco Fidalgo
Dr. Arturo J. Amos
Dr. Sergio Archangelsky
Dr. Telasco García Castellanos
Dr. Mario Hünicken
Dr. Horacio V. Rimoldi

MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnaldo Heim †	Dr. Gerd E. Westermann
Dr. Luciano Jacques de Moraes †	Dr. Michael R. Thomson
Dr. Abel Herrero Ducloux †	Dr. Hubert Miller
Ing. Jorge Muñoz Cristi †	Dr. Oscar Rösler
Dr. Enrique Gerth †	Dr. Marcel Arnould
Dr. Rodolfo Méndez Alzola †	Dr. Mario Barbieri
Ing. Héctor Flores Williams †	Dr. Emiliano Mutti
Dr. Guillermo Zuloaga	Dr. José Corvalán Díaz
Ing. Carlos Ruiz Fuller	Dr. Reynaldo Charrier
Dr. G. Umberto Cordani	Dr. Estanislao Godoy Pirzio-Biroli
Dr. Jean-Claude Vicente	Dr. Francisco Hervé
Dr. Jean Dalziel	Dr. Julio Saavedra Alonso

MIEMBROS BENEFACTORES

Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Secretaría de Minería
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Compañía General de Combustibles S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc

INDICE DEL TOMO 48

Alperin, M.I. Radiolarios de un testigo cuaternario del talud continental argentino. Interpretación paleoclimática	85
Astini, R.A. y Buggisch, W. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera argentina	217
Beltramone, C. Estructuras criogénicas relacionadas a tres criomeros pleistoceno-holocenos en las adyacencias de Puerto Madryn, Chubut	184
Bidegain, J.C. Primeros análisis paleomagnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío en las márgenes del río Paraná	247
Buatols, L.A. y Camacho, H.H. Geología del sector nororiental del Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego	109
Codignotto, J.O., Kokot, R. y Marcomini, S.C. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina	125
Gabriele, N.A. Azufre nativo vinculado a estratos evaporíticos de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior)	265
Gay, H.D. Hentschelita en Cerro Blanco, Tanti, Córdoba	277
Kostadinoff, J. y Reartes, W.A. Medición e interpretación del flujo de calor terrestre en el sur de la Provincia de Buenos Aires	147
Lanés, S. y Palma, R. Depósitos lacustres y oncoides de la sección media de la Formación Remoredo (Precuyano), valle del río Grande, Mendoza	317
Latorre, C.O. y Vattuone de Ponti, M.E. Hallazgo de clinostatita en vesículas de basalto en la Cordillera Nordpatagónica, Neuquén	177
Leanza, H.A. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, Provincia del Neuquén	71
Malvicini, L. y Brogioni, N. Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos "Las Aguilas Este", Provincia de San Luis	3
Marquez Zavalía, M.F. Siderotilo de Mina Capillitas, Catamarca	143
Martino, R.D. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba	21
Milana, J.P. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan	283
Nabel, P.E., Camilión, M.C., Machado, G.A., Spiegelman, A.T. y Mormeneo, L. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires	193
Nulló, F.E., Haller, M.J., Panza, J.L., Marín, G. y Pardo, M.I. Basaltos alcalinos eocenos y miocenos de algunas localidades de la Patagonia (Chubut y Santa Cruz)	33
Omarini, R.H., Alonso, R.N. y Marcuzzi, J.J. Hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina	179
Orgeira, M.J. Extensión temporal de las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas. Edad del istmo de Panamá	169
Orgeira, M.J. y Remesal, M. Estudio paleomagnético del Complejo Volcánico de Somuncurá, Argentina	257
Page, R. y Page, S. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central	41
Palma, R.M. Petrología, ciclos sedimentarios y ambiente depositacional de la Formación Yacoraité (Cretácico Superior) en el río Corralito, Salta	233
Panarello, H.O., Levin, M., de Felipi, R., Lorenzo, F., Paladino, J. y Vizcaino, A. Uso de isótopos ambientales (^{18}O , ^2H , ^3H) para la determinación de recarga y trazado de procesos hidrodinámicos en un sector costero de la Provincia de Buenos Aires. II parte	299
Parica, C.A. y Rinaldi, C.A. Posible tiempo de cristalización de un cuerpo pegmatítico	175

Re, G.H. y Barredo, S.P. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca	241
Risso, C., Falcone, M.E., Viramonte, J.E. y Rinaldi, C.A. Centro eruptivo cretácico Tres Cruces, Provincia de Salta: un ejemplo de mecanismo eruptivo hidromagmático	155
Walther, A.M., Orgeira, M.J., Conti, C., Sinito, A.M. y Vilas, J.F. Nuevas evidencias de un evento del campo magnético terrestre registrado en sedimentos pleistocenos tardíos en Argentina	133
Weiler, N.E. Niveles marinos del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, Provincia de Buenos Aires: geocronología y correlaciones	207
Zanettini, J.C.M. Lantánidos y otros oligoelementos en los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande (Provincia de Río Negro)	59
Zavala, C.A., Santiago, M.F. y Amaolo, G.E. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca paleozoica de Ventania. Provincia de Buenos Aires	307
Homenaje al Profesor Doctor Horacio Homero Camacho	97
Resúmenes de Comunicaciones Científicas	100
Notas necrológicas	
Dr. Derek V. Ager	92
Dr. Armando Ortega Furlotti	187
Discusiones	189
Comentarios bibliográficos	94, 323
Comentarios de actualidad	95, 191
Agradecimiento a árbitros	325
Aclaración	324
Crónica de la Asociación	327

Los trabajos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina son citados en:
Bibliography and Index of Geology, Geological Abstracts,
Mineralogical Abstracts y Zoological Record.



Este tomo de la Revista de la Asociación Geológica Argentina ha sido posible gracias al apoyo financiero del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), el que no se hace responsable del contenido de los artículos publicados.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de las siguientes empresas y asociados:

Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A.
Secretaría de Minería
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Compañía General de Combustibles S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc
Total Austral S.A.
A.J. Amos
H.A. Leanza
E. Linares
A.C. Riccardi



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

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 12 de abril de 1995
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecúen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación.

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1º piso 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada seis páginas de manuscrito.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-406.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

Se entregarán sin cargo 25 separados de cada artículo publicado. Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

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

Autores

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

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 48, Nº 3-4

CONTENIDO

Nabel, P.E., Camillón, M.C., Machado, G.A., Spiegelman, A.T. y Mormeneo, L. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires <i>Magneto- and lithostratigraphy of pampean sediments around Baradero, Buenos Aires Province</i>	193
Weller, N.E. Niveles marinos del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, Provincia de Buenos Aires: geocronología y correlaciones <i>Late Pleistocene and Holocene sea levels from Bahía Anegada, Buenos Aires Province: geochronology and correlations</i>	207
Astini, R.A. y Buggisch, W. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera argentina <i>Sedimentological and palaeoenvironmental aspects of the glaciogenic deposits of the Don Braulio Formation, late Ordovician of the Argentine Precordillera</i>	217
Palma, R.M. Petrología, ciclos sedimentarios y ambiente deposicional de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el río Corralito, Salta <i>Petrology, sedimentary cycles and depositional environments of the Yacoraite Formation (Upper Cretaceous) of Corralito river, Salta</i>	233
Re, G.H. y Barredo, S.P. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca <i>Magnetostratigraphic correlation scheme for the Tertiary formations of San Juan, La Rioja and Catamarca Provinces</i>	241
Bidegain, J.C. Primeros análisis paleomagnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío en las márgenes del río Paraná <i>First palaeomagnetic analysis from Late Cenozoic sediments on the banks of the Paraná river</i>	247
Orgeira, M.J. y Remesal, M. Estudio paleomagnético del Complejo Volcánico de Somuncurá, Argentina <i>Palaeomagnetic study of the Somuncura Volcanic Complex, Argentina</i>	257
Gabriele, N.A. Azufre nativo vinculado a estratos evaporíticos de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior) <i>Native sulphur in evaporites of the Huitrín Formation (Lower Cretaceous)</i>	265
Gay, H.D. Henschelita en Cerro Blanco, Tanti, Córdoba <i>Henschelite at Cerro Blanco, Tanti, Córdoba</i>	277
Milana, J.P. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan <i>Stratigraphy of aeolianites in the Jáchal-Huaco zone, Precordillera of San Juan</i>	283
Panarello, H.O., Levin, M., de Felipi, R., Lorenzo, F., Paladino, J. y Vizcaino, A. Uso de isótopos ambientales (¹⁸ O, ² H, ³ H) para la determinación de recarga y trazado de procesos hidrodinámicos en un sector costero de la Provincia de Buenos Aires. II parte <i>Use of environmental isotopes (¹⁸O, ²H, ³H) for detecting recharge and as tracers of hydrodynamic processes in a coastal sector of Buenos Aires Province. Part II</i>	299
Zavala, C.A., Santiago, M.F. y Amaolo, G.E. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca paleozoica de Ventania. Provincia de Buenos Aires <i>Fluvial deposits of the Tunas Formation (Permian), Ventania Palaeozoic basin, Buenos Aires Province</i>	307
Lanés, S. y Palma, R. Depósitos lacustres y oncoides de la sección media de la Formación Remoredo (Precuyano), valle del río Grande y Mendoza <i>Lacustrine deposits and oncoids at the middle section of the Remoredo Formation (Precuyano), rio Grande valley, Mendoza</i>	317
Comentario bibliográfico	323
Agradecimiento a árbitros	325
Aclaración	324
Crónica de la Asociación	327
Índice del Tomo 48	333