

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 48 N° 2 1993



48 2

Revista de la Asociación 97-102

Geológica Argentina 15 Diciembre 1994

ISSN

0004-4822

Buenos Aires

Argentina

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

COMISION DIRECTIVA
(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Leonardo Logarreta.
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.

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, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 S.S. Jujuy.
La Plata: 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, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.
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. Nélica 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 Ruzycki de Berenastein, 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, 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. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.
Petrolera San Jorge: Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.
Secretaría de Minería: Lic. Eva Donnari, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Oscar Rösler, 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, Mina Capillitas, Andalgalá, Catamarca. Colección y fotografía Geol. Jorge A. Saadi

Homenaje al Profesor Doctor Horacio Homero Camacho



Profesor Doctor Horacio Homero Camacho

Homenaje al Profesor Doctor Horacio Homero Camacho

El 2 de abril de 1993 la Asociación Geológica Argentina, a iniciativa de un grupo de discípulos, colegas y amigos, tributó un homenaje al Profesor Doctor Horacio Homero Camacho con motivo de su 70º 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. Con posterioridad se efectuó una reunión de comunicaciones, cuyos resúmenes se incluyen en este número de la Revista.

Se hallaban presentes y/o adhirieron al homenaje el Vicepresidente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Doctor Pedro N. Stipanovic, el Decano de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, Profesor Doctor Edgardo O. Rolleri, el Director del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, Profesor Doctor Víctor A. Ramos, el Presidente de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Profesor Doctor Andrés Stoppani, el Presidente de la Sociedad Científica Argentina, Ingeniero Lucio R. Ballester, el Presidente del Consejo Superior Profesional de Geología, Doctor Federico Guerrero, el Presidente de la Asociación Paleontológica Argentina, Doctor Edgardo Romero, y otros destacados representantes de diferentes instituciones y de la actividad científica y profesional.

El acto se inició con una semblanza personal y profesional, a cargo de los Doctores Marcelo Yrigoyen, Alwine Bertels y Alberto C. Riccardi.

En la ocasión el Presidente de la Asociación Geológica expresó:

Es para mí un motivo de satisfacción, en mi carácter de Presidente de la Asociación Geológica Argentina, presidir y ofrecer este homenaje al Doctor Horacio Homero Camacho ante tan distinguida concurrencia, y al hacerlo referirme, aunque más no sea brevemente, a su fecunda trayectoria personal, científica y profesional.

El Doctor Horacio Camacho nació en Buenos Aires y realizó sus estudios de Geología en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, donde en 1949 se graduó de doctor en Ciencias Naturales, para luego especializarse en invertebrados y bioestratigrafía del Cretácico superior y Terciario.

Se desempeñó durante 22 años en la Dirección Nacional de Geología y Minería, donde fue Jefe de la

Sección Estratigrafía y Asesor Paleontólogo. Actuó como docente e investigador en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires desde 1944 hasta la fecha, comenzando como Ayudante de Cátedra y llegando a Profesor Titular Plenario. Entre 1961 y 1966 fue Profesor de Paleontología Invertebrados y Micropaleontología en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. También dictó cursos en otras Universidades de la Argentina y de otros países de América del Sur.

Estuvo becado en Estados Unidos de América, en 1948 por la Comisión Nacional de Cultura, para especializarse en la Universidad de Harvard bajo la dirección del doctor J.A. Cushman en foraminíferos, y en 1958, por la J.S. Guggenheim Foundation, para completar estudios sobre el mismo tema en la Smithsonian Institution y en la Universidad de Louisiana.

Como consecuencia de esta actividad, en 1961 inició en el país la enseñanza de estos temas, inaugurando un Laboratorio de Micropaleontología en la Universidad de Buenos Aires, donde formó y orientó a los primeros especialistas, que ahora actúan en universidades e instituciones oficiales y privadas. También dictó cursos de Paleocología y dedicó parte de su prolífica actividad a la historia de las Ciencias Naturales en nuestro país.

Su ambiente de trabajo, fuera del laboratorio, ha sido la Patagonia y las regiones australes. Sus primeros trabajos los realizó, siendo aún estudiante, en la isla de Tierra del Fuego, donde efectuó su Tesis Doctoral, y entre 1953 y 1955 integró varias comisiones científicas a la Antártida.

Ha sido Consejero Titular y Director del Departamento de Ciencias Geológicas en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Presidente de las Asociaciones Geológica y Paleontológica de la Argentina, Miembro del Consejo Directivo del Consejo Superior Profesional de Geología, de la Junta Ejecutiva del Quinto Congreso Geológico Argentino, Presidente del Sexto Congreso Geológico Argentino, miembro de la Comisión Directiva de la Sociedad Científica Argentina, Académico Titular de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, de la Academia de Geografía y de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Representante del CONICET en la Conferencia

Intergubernamental de expertos encargada de preparar el Programa Internacional de Correlación Geológica, Miembro del Directorio de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Miembro Correspondiente del Comité Internacional de la Historia de las Ciencias Geológicas, Presidente y miembro de la Comisión Asesora de Ciencias de la Tierra del CONICET, integrante de numerosos jurados de nivel universitario y científico, etc., etc.

El Doctor Camacho recibió también numerosas distinciones, entre las que se cuenta el Premio Eduardo Holmberg y su interés por la Paleontología, Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario lo llevó a efectuar numerosos viajes de estudio, especialmente a la Patagonia, que dieron como resultado importantes publicaciones y comunicaciones científicas. Su experiencia docente se plasmó en el único libro argentino sobre Paleontología de Invertebrados.

En toda su actividad docente y científica el Doctor Camacho se caracterizó por su excelente disposición para ayudar sin retaceos a todos quienes se le acercaron dando muestras de interés por los estudios geológicos y paleontológicos.

Con las palabras y acciones justas y necesarias el Doctor Camacho se ocupó de encaminar a estudiantes avanzados y a graduados noveles, facilitando el desarrollo de sus preferencias personales en armonía con las necesidades científicas y profesionales existentes.

Siempre brindó generosa y desinteresadamente su ayuda, tanto en las clases cotidianas como en las especiales, en los primeros trabajos de campo, en la elección de temas de tesis, en la presentación a becas, en el apoyo para el desarrollo de estudios en el exterior, en la búsqueda y obtención de los primeros empleos.

A todos dio una oportunidad y en cada uno estuvo el saber aprovecharla, sin que el Doctor Camacho se inmiscuyera en las decisiones finales, que siempre son intransferibles y corresponden a cada persona.

Por todo ello estamos aquí reunidos para brindarle nuestro reconocimiento.

Al hacerlo corresponde también recordar a quienes acompañaron permanentemente la actividad incansable del doctor Camacho en el campo de la Geología y la Paleontología. Pues para todos nosotros la presencia del Doctor Camacho siempre resultó inseparable de las de Isabel y Virginia, a quienes extendemos este homenaje en todo lo que les corresponde.

La Asociación Geológica Argentina, el Consejo Superior Profesional de Geología, la Asociación Paleontológica Argentina, todos sus discípulos, colegas y amigos, presentes y ausentes, queremos con este sencillo acto, rendir homenaje a la trayectoria del Doctor Camacho y expresar nuestros deseos de que se prolongue en el tiempo en la compañía de su digna esposa.

HOMENAJE AL DOCTOR H.H. CAMACHO
RESUMENES DE COMUNICACIONES CIENTIFICAS

Crustáceos decápodos jurásicos de Argentina

María B. AGUIRRE-URRETA

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

Los crustáceos decápodos del Mesozoico de Argentina eran un grupo casi desconocido hasta los inicios de la década del 80, a pesar de las excelentes exposiciones de sedimentitas marinas de esa edad en las cuencas Neuquina y Austral. Extensas colecciones realizadas en esta última cuenca en secuencias cretácicas, complementadas con observación de material de la cuenca neuquina mostraron una riqueza faunística comparable a la encontrada contemporáneamente en otras regiones del mundo (véase una síntesis en Aguirre-Urreta, 1989, *Palaeontology*, 32)

Sin embargo, el panorama parece ser distinto para el Jurásico. Si uno tiene en cuenta que en las secuencias jurásicas de la cuenca Neuquina se han venido realizando colecciones de invertebrados fósiles por más de un siglo, unido a la búsqueda sistemática de este grupo de crustáceos por parte de la autora en la cuenca aconcahuina, el resultado es desalentador.

Hasta el momento se han descripto los siguientes crustáceos decápodos jurásicos:

1) Rusconi en 1948 (*Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza*, 2) describe e ilustra un nuevo género de crustáceo que es ubicado entre los palinuros: *Pehuenchia*. De él se describen dos especies: *P. tellecheai* y *P. magna* Rusconi spp., ambas procedentes de un cerro ubicado a un kilómetro al este de los baños termales del Cajón Grande y en la margen derecha del arroyo Cajón Grande, sur de Mendoza, de edad jurásica media con dudas. La autora tuvo oportunidad de observar los ejemplares tipo de ambas especies que se encuentran en el Museo de Historia Natural de Mendoza y puede concluir con respecto a *P. tellecheai* que Rusconi malinterpretó la morfología de la región anterior, muy posiblemente debido a la mala preservación del material. Este hecho, junto con la ausencia de diátesis en los urópodos, hace suponer que se trata de un callianásido. *P. magna* es también un callianásido, con características afines a *Callianassa peruviana* Rathbun. Estos ejemplares se hallarían en la Formación Vaca Muerta de edad jurásica superior a cretácica inferior.

2) Damborenea y Manceñido en 1987 (Notas del

Museo de La Plata, 21, Paleontología, 106) describen e ilustran una nueva especie del género *Glyphea*, *G. eureka*, representada por un solo ejemplar correspondiente a un hemicefalotórax derecho, en excelente estado de preservación. El ejemplar fue coleccionado en la localidad de arroyo Serrucho, sobre su margen derecha, aguas arriba del Puesto Basualto, en el sur de la provincia de Mendoza. La fauna asociada de amonites permite asignar a la secuencia una edad toarciana inferior.

3) Aguirre-Urreta *et al.* (1990, *Antarctic Science*, 2) describen e ilustran un nuevo género y especie de Polychelidae: *Antarcticheles antarcticus*, representado por un único ejemplar casi completo conservado como una impronta. El espécimen fue recuperado de un conglomerado de la formación Kotick Point (Cretácico), aflorante en el noroeste de la isla James Ross, en la península antártica. Puede deducirse por sus características litológicas que los clastos sedimentarios del conglomerado proceden de la Formación Ameghino del Jurásico superior. Los representantes actuales de esta familia corresponden a faunas de agua profunda a abisales, que viven generalmente semienterrados en fangos de foraminíferos. Por otra parte, las evidencias del registro fósil parecen mostrar que este grupo vivía en ambientes marinos someros. De acuerdo a Beurlen (1931, *Natur und Museum*, 61) la migración de crustáceos decápodos hacia ambientes marinos profundos es un evento recurrente relacionado a períodos globales de nivel de mar bajo.

4) Finalmente la autora ha encontrado nuevos restos de decápodos en sedimentitas de edad caloviana en la región del Paso del Espinacito, provincia de San Juan. Estos restos corresponden a un solo ejemplar preservado en la cámara habitación de un amonite (*Rehmannia* sp.). Se trata de un par de chelípedos muy bien preservados, con restos de cutícula, de gran tamaño, isoquelados, con dedos muy largos y delgados. La ausencia del cefalotórax hace difícil una asignación genérica, pero podría incluirse en la familia Nephopidae, en formas afines a *Pseudoastacus*.

Palinoestratigrafía del Neopaleozoico del Perú

Carlos AZCUY

*Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2,
Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina*

Foraminíferos (Protozoa) y paleoambientes de las "lutitas de río Foyel" (Oligoceno medio bajo). Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen, Provincia de Río Negro

Alwine BERTELS

*Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria,
1428 Buenos Aires, Argentina*

Se infieren las condiciones paleoambientales bajo las cuales fueron depositadas las "lutitas de río Foyel"; están basadas sobre el análisis microfaunístico (foraminíferos) tomando en consideración información cualitativa y cuantitativa.

Se estudiaron diez muestras de una sección que aflora en las márgenes del río Foyel, cuya localización geográfica coincide aproximadamente con la coordenada de 41° 40" de latitud Sur; se trata de 25-30 m de pelitas de colores grises con concreciones; algunas capas carecen de microestructura en tanto otras presentan laminación.

Recientes estudios de Bertels (en prensa) permiten correlacionar la sección analizada con la serie del Oligoceno medio bajo y estimar que la depositación tuvo lugar entre los 34 Ma y los 32,8 Ma.

Para obtener informaciones paleoecológicas se aplican los métodos: a) relación porcentual de foraminíferos planctónicos/bentónicos, b) índice α de Fischer, c) función de la información de Shanon-Wiener y d) diagrama triangular. Los valores de a) obtenidos fluctúan entre 2,06% en la base y 0,46% hacia los niveles superiores; el escaso porcentaje de elementos planctónicos permite inferir la existencia de una cuenca marina, cuyas condiciones batimétricas responden a las de plataforma interna-marina marginal. Las cifras del índice b) reflejan dos ascensos relativos del nivel del mar. Mediante c) que mide la diversidad faunística, los guarismos registrados evidencian ca-

racteres ambientales muy inestables. Los valores de d) reflejan situaciones hipohalinas, coincidentes con los pulsos de ascenso relativo del nivel del mar (base y niveles superiores muestreados) y aguas hipóxicas a ligeramente reductoras en algunos niveles intermedios.

A lo largo del perfil se verifica:

I) En la región, durante el proceso sedimentario involucrado en la formación de las "lutitas de río Foyel" imperaron fluctuaciones en cuanto a la energía del medio.

II) Se verifica la existencia de dos pulsos marinos ingresivos acaecidos durante los 34 Ma y los 32,8 Ma separados por depositaciones producidas en ambientes marinos marginales de muy baja energía, en los cuales las condiciones fisico-químicas del medio ambiente pudieron alcanzar valores alcalinos bajos o ligeramente ácidos y un potencial redox negativo o positivo bajo. Los pulsos marinos tuvieron lugar en una cuenca semicerrada con marcada influencia lítica, rica en nutrientes.

III) Dados los espesores mencionados en la literatura, la sucesión se formó en una cuenca subsidente: en los niveles inferiores la masa de agua no habría superado los 100 m de profundidad.

IV) La inestabilidad y las fluctuaciones en las condiciones fisico-químicas paleoambientales acompañaron a la depositación de toda la secuencia sedimentaria.

El subgénero *Chlamys* (*Swiftopecten*) Hertlein 1935 en el Paleógeno y Neógeno temprano de Patagonia

Claudia DEL RÍO

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO),
R. de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

Dentro del grupo de pectínidos del Terciario de Patagonia caracterizados por el desarrollo de pliegues radiales que ornamentan sus conchillas, se destaca la presencia de *Chlamys* (*Swiftopecten*) Hertlein 1935. Este subgénero tiene la particularidad de estar vinculado a la migración pacífica, que desde el Eoceno, influyó notablemente en la composición de nuestras asociaciones paleógenas.

Hasta este momento *Chlamys* (*Swiftopecten*) había sido sólo reconocido en las secuencias Terciarias del Pacífico Norte, sobre el margen noroccidental de América del Norte y en Japón, donde se encuentra representado desde el Oligoceno tardío. En el Reciente se conoce un único taxón, distribuido en los mares de Japón, la especie tipo: *Chlamys* (*Swiftopecten*) *swiftii* (Bernardi).

Su hallazgo en las sedimentitas de edad Eoceno-Mioceno temprano de Patagonia (provincia de Santa Cruz) extiende su distribución geográfica al hemisferio sur. Por otra parte, su presencia a partir del Eoceno en estas regiones constituye el registro más antiguo que se posee de este subgénero e indicaría la posibilidad de un intercambio faunístico a lo largo de la costa oriental pacífica, no sólo desde el Pacífico Norte hacia Patagonia sino también en dirección inversa.

Esta participación de elementos pacíficos se manifiesta, aparte de la presencia de *Chlamys* (*Swiftopecten*), por las apariciones en los niveles "patagonianos" de los bivalvos eocenos *Parinomya*

Olsson 1928 y *Venericardia* (*Venericor*) Stewart 1930 (Camacho 1991) y de los taxones de edad eocena *Periploma* (*Aelga*) Slodkewitsch 1935 y *Solena* (*Eosolen*) Stewart 1930 en la Formación Río Turbio aflorante en el sector sudoccidental de la provincia de Santa Cruz (Griffin 1991).

El material clasificado por Ihering (1897: 227, 1907: 256-257) como *Myochlamys nodosoplicata* (Ihering) procedente de las localidades de Yegua Quemada (MACN 252, Formación Monte León, Mioceno temprano), Monte Espejo (MACN 253, Formación San Julián, Eoceno tardío), Punta Casamayor (MACN 256) y Punta Nava (MACN 251) (niveles "julienses", Eoceno tardío) (golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz), es considerado en este trabajo, con excepción del espécimen correspondiente al holotipo de *M. nodosoplicata*, como perteneciente a una nueva especie.

Esta especie es incluida en *Chlamys* (*Swiftopecten*) sobre la base del desarrollo de los siguientes caracteres morfológicos de este género: 1) presencia de conchillas subequivalvas, con la valva izquierda ligeramente más aplanada que la derecha; 2) desarrollo de 4 ó 5 pliegues, a menudo pareados, recorridos por costillas radiales de espesor homogéneo; 3) constricciones que surcan toda la superficie valvar, a veces más acentuadas sobre la valva izquierda y que producen fuertes nodosidades en su intersección con los pliegues radiales; 4) una microescultura "shagreen" fuertemente desarrollada sobre ambas valvas.

El Daniano marino de Patagonia (Argentina): paleobiogeografía de los foraminíferos bentónicos¹

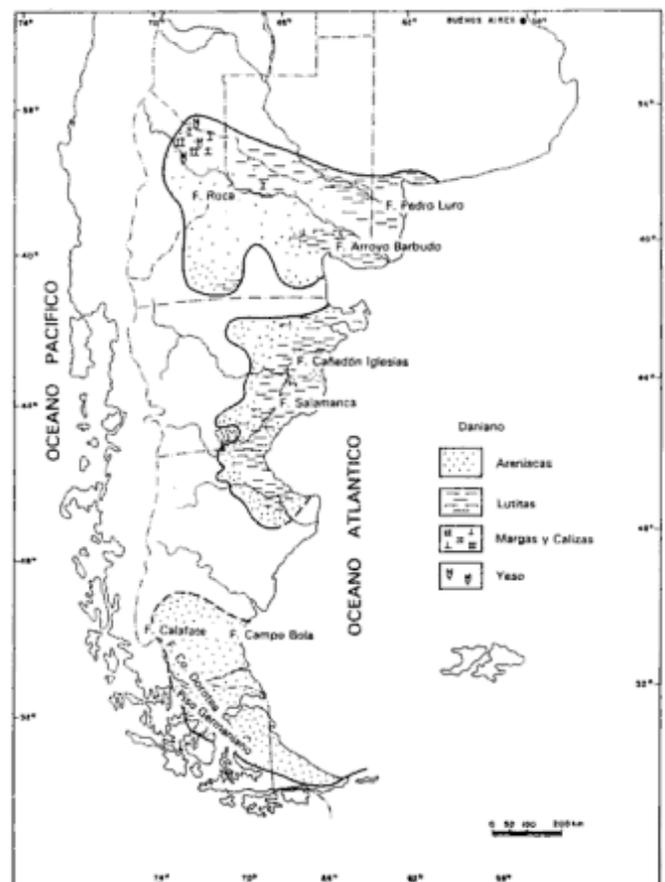
Norberto MALUMIAN y Andrea CARAMES

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Dirección Nacional de Geología y Minería
Benito Correa 1194, 1107 Buenos Aires, Argentina

De la revisión y listado de los foraminíferos bentónicos paleocenos de las cuencas Colorado-Neuquina, del golfo San Jorge y Austral sobre datos bibliográficos y principalmente informes inéditos de los autores se reconocieron 234 especies en el Daniano. Dentro de los anteriormente propuestos 37 nuevos nombres, siete se consideran sinónimos jóvenes y la gran mayoría de las especies restantes son de escasa diferenciación morfológica con otras previamente conocidas. En consecuencia, aunque siempre se consideró que estas faunas eran cosmopolitas (tipo Midway) existiría un endemismo marcado. Se reconoce, entonces, un solo grupo endémico: *Buliminella* ex gr. *isabelleana* Camacho, ampliamente distribuido en la cuenca del Colorado-Neuquina (forma *tuberculata*), del Golfo (f. *typica* y *pascuali*) y Austral y península Antártica (f. *procera*). Conforman asociaciones prácticamente monoespecíficas de ambientes someros que caracterizan la región austral. En consideración al homeomorfo reciente *Buliminella elegantissima* d' Orb., oportunista, infaunal, detritívora y que prolifera en orlas de descarga cloacales, se estima que *B. isabelleana* f. *tuberculata* ocupaba nichos con condiciones extremas similares como los ambientes hipersalinos de la cuenca del Colorado-Neuquina, y las restantes formas sin ornamentación, ambientes anóxicos disaeróbicos representados por sedimentos laminados de la cuenca del golfo San Jorge y de la península Antártica.

Los índices comparativos de Jaccard entre las distintas cuencas muestran: a) mayor similitud entre cuencas adyacentes, b) aparente disminución de la similitud entre cuencas con aumento de la latitud.

El mapa paleogeográfico resultante de la distribución de los foraminíferos, determina un área mínima actualmente emergida cubierta por el mar daniano de



unos 507.000 km² que supera ampliamente a las superficies cubiertas por los pulsos transgresivos del Eoceno medio (170.000 km²) y del Eoceno superior-Oligoceno inferior (100.000 km²) y sobrepasa en superficie el área de la transgresión del Oligoceno medio-Mioceno inferior (450.000 km²).

¹Contribución al Proyecto 301, Paleógeno de América del Sur.

Paleontología de la Formación Lefipán (Cretácico-Terciario) en el valle medio del río Chubut

Francisco A. MEDINA¹ y Eduardo OLIVERO²

¹Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO),
R. de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

²Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC),
Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Argentina

Sedimentitas marinas de la Formación Lefipán aflorantes en el valle medio del río Chubut contienen una abundante y diversa fauna de invertebrados. Esta fauna proporciona importantes datos acerca del desarrollo paleogeográfico de la cuenca durante el Cretácico superior-Terciario inferior.

La Formación Lefipán aflora en forma casi continua, a lo largo de 60 km del valle medio del río Chubut. Está compuesta por 400 m de sedimentitas (areniscas, fangolitas y conglomerados subordinados) depositadas en un ambiente proximal (estuárico, de playa y deltaico).

La abundante y diversa fauna contenida en la Formación Lefipán ha permitido reconocer dos asociaciones de moluscos.

A) La asociación más antigua, presente en los 370 m inferiores de la formación, está caracterizada por formas afines y/o comunes con otras localidades australes. Las formas más relevantes de esta asociación son: BIVALVIA: *Bucardomya* sp., *Cucullaea* sp., *Eriphyla* sp., *Glycymeris* sp., *Goniomya* sp., *Lahillia* sp., *Lahillia (Lahilleona)* sp., *Lima (Acesta)* sp., *Limatula* sp., *Loxocardium* sp., *Neilo* sp., *Ostreidae* spp., *Pacitrignia patagonica*, *Pacitrignia* sp., *Pterotrignia (Rinetrignia) windhauseniana*, *Panopea cf. clausa*, *Panopea cf. hautali*, *Panopea* sp., *Pecten cf. bagualensis*, *Phelopteria* sp., *Pholadomya* sp., *Placunopsis* sp., *Plicacesta* sp., *Tagelus aff. gratus*, *Tellina?* sp., *"Venus" pacifica*. GASTROPODA: *Actaeon australis*, *Aporrhaidae* sp. b, *Chenopus?* sp., *Cinulia pauper*, *Naticidae* spp., *"Pugnellus"* sp. a, *"Pugnellus"* sp. b, *"Pugnellus"* sp. c, *"Pyropsis"* sp., *Struthiolaropsis? tumida*, *Struthioptera* sp., *Triton? luisae*, *Turritella* spp., *Cominella* sp. AMMONOIDEA: *Eubaculites* sp. DECAPODA: *Hoploparia antarctica*.

La presencia del género *Eubaculites* en esta asociación confirma una edad maastrichtiana.

B) La asociación más moderna ha sido obtenida en los últimos 30 m de la formación y está constituida en su mayoría por especies comunes con otras localidades de edad daniana, de la costa Atlántica y completamente diferente a la asociación anterior. Las formas más características son: BIVALVIA: *Nucula pervicax*, *Meretrix chalconica*, *Glycymeris ferugioi*, *Venericardia ferugioi*, *Aphrodina* sp., *Pycnodonte miradonensis*, *Gryphaea concors*. GASTROPODA: *Turritella malaspina*, *Cominella cf. patagonica*, *"Ampullospira" dubia*. DECAPODA: pinzas de cangrejos.

La ausencia de géneros cretácicos [*Pacitrignia*, *Pterotrignia (Rinetrignia)* y *Eubaculites*] característicos de la asociación más antigua y la presencia de especies danianas, permite referir esta asociación al Paleoceno más bajo.

Las afinidades faunísticas de estas dos asociaciones son marcadamente diferentes. Muchos de los géneros de la asociación A son característicos del hemisferio austral y un número de géneros no descriptos y más específicamente de la Provincia Weddelliana (*Lahillia*, *Lahilleona*, *Pacitrignia*, *Rinetrignia*, *Struthioptera*, *?Eubaculites*). La asociación B presenta un marcado endemismo con respecto a la asociación A ya que las afinidades con formas danianas de la Provincia Weddelliana son débiles. Sólo una especie (*Cominella cf. patagonica*) ha sido reconocida en el Paleoceno antártico.

El cambio faunístico entre las dos asociaciones es interpretado como consecuencia de un marcado cambio de facies que ocurre en los últimos 30 m de la Formación Lefipán.

Sedimentología de la Formación Lefipán (Cretácico-Terciario) en el valle del río Chubut medio

Eduardo B. OLIVERO¹ y Francisco A. MEDINA²

¹Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), Avda. Malvinas Argentinas s/n,
9410 Ushuaia, Argentina

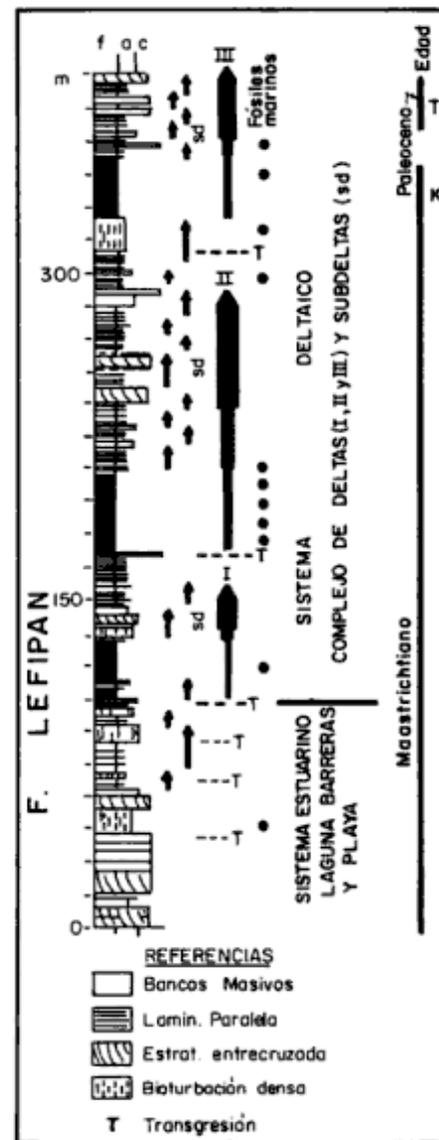
²Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO), R. de Velasco 847,
1414 Buenos Aires, Argentina

En el valle medio del río Chubut, en las cercanías de Paso del Sapo, se expone una sucesión muy completa y espesa de sedimentitas marinas marginales del Cretácico superior-Terciario. Estos depósitos contienen una variada fauna marina, dominada por bivalvos, gastrópodos y amonites, que tiene gran interés paleontológico por presentar típicos elementos australes de la Provincia Weddelliana. Igualmente importante es el hecho de que la edad indicada por los fósiles documenta un registro sedimentario relativamente continuo que incluye el límite Cretácico-Terciario. Otros aspectos igualmente significativos, pero que sin embargo no han recibido la debida atención, se refieren al entendimiento de la evolución de la sedimentación, del tipo de control tectónico en la preservación de una espesa secuencia marina marginal y de la paleogeografía de la cuenca. Estos aspectos constituyen el objetivo principal del presente trabajo.

Los sedimentos del Cretácico-Terciario en el valle medio del río Chubut se componen de dos unidades estratigráficas. La base de la sucesión, que se apoya en discordancia sobre vulcanitas jurásicas, está constituida por la Formación Paso del Sapo (Campaniano?-Maastrichtiano). La misma se compone de c. 600 m de areniscas, conglomerados y fangolitas heterolíticas, depositados en ambientes fluviales, lagunares y estuáricos. Esta unidad está cubierta transicionalmente por la Formación Lefipán (Maastrichtiano-Paleoceno), compuesta por c. 400 m de sedimentitas de granulometría relativamente más fina, en parte con fósiles marinos, depositadas en ambientes estuáricos, de playa y deltaicos.

El estudio detallado de las facies sedimentarias de la Formación Lefipán ha permitido establecer que ésta presenta dos asociaciones principales de facies. Desde el punto de vista paleoambiental, estas asociaciones registran una evolución continua de: 1) ambientes estuáricos, barreras y playa, que componen los 100 m basales de la unidad y 2) sistemas deltaicos, superpuestos al anterior y que componen el resto de la unidad (aproximadamente 300 m de espesor).

En la asociación inferior dominan areniscas y areniscas conglomerádicas, con estratificación entrecru-



zada de escala media y grande que representan: 1) depósitos de canales mareales, con desarrollo de estratificación bipolar; 2) barras arenosas formadas bajo influencia de mareas, con estratificación entrecruzada de gran escala, caracterizada por superficies de reactivación con coberturas de fango en la base, denotando típicos ritmos mareales y 3) depósi-

tos de barrera o espigas, que constituyen rasgos mayores, con estratificación entrecruzada de escala grande, cubiertos erosivamente por depósitos de deltas mareales o abanicos de sobrelavado. Otras facies asociadas están constituidas por coquinas de ostreidos y depósitos heterolíticos de fangolitas y areniscas finas. En esta asociación inferior se intercalan cinco horizontes, relativamente espesos, compuestos de areniscas fuertemente bioturbadas que constituyen verdaderos "pipe rocks" y que probablemente representan depósitos de playa ubicados en la base de secuencias transgresivas. La asociación de trazas está dominada por *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Rphiomorpha* y *Phizocorallium*.

La asociación de facies superior comprende tres secuencias granocrecientes, con espesores variables entre 85 m y 150 m, que se interpretan como la superposición de tres sistemas deltaicos. Cada uno de ellos comprende: 1) en la base, fangolitas de prodelta, con fósiles marinos; 2) en su parte media, sedimentos heterolíticos (fangolitas y areniscas), en parte con fauna marina, que rematan con bancos arenosos muy fosilíferos, interpretados como depósitos de frente deltaico y barras de boca de canal, respectivamente, 3) en el techo, areniscas y areniscas conglomerádicas, con estratificación entrecruzada, interpretadas como depósitos de canal de la planicie deltaica, intercalados con 4) secuencias granocrecientes de orden menor (10-15 m de espesor) compuestas por depósitos heterolíticos de fangolitas y areniscas, que rematan con areniscas y que se interpretan como el relleno de bahías interdistributarias y subdeltas.

El análisis de paleocorrientes en estructuras entrecruzadas, indica dos sistemas principales de dispersión. Uno bipolar asimétrico, orientado NNE-SSO, con la moda principal hacia el SSO, que sería perpendicular a la línea de costa y reflejaría en parte corrientes de marea y otro unidireccional, orientado hacia el E, que representaría corrientes paralelas a la línea de costa. La integración de esta información con datos publicados para el Cretácico superior de Chubut y Río Negro extrandinos sugiere que la línea de costa tenía orientación regional N-S, pero la misma poseía engolfamientos y salientes locales orientados E-O, como en el caso del valle medio del río Chubut. El análisis regional de facies, la probable interdigitación de depósitos equivalentes a la Formación Lefipán con la Formación Salamanca y la interpretación de paleocorrientes, sugieren que la transgresión procedió desde el sudeste, ingresando probablemente por el actual golfo de San Jorge, y que durante la fase de máxima expansión la sedimentación marina no superó hacia el oeste la línea del meridiano 70.

El gran espesor de sedimentos y las asociaciones de facies presentes distinguen netamente a la Formación Lefipán de otros depósitos equivalentes del Cretácico superior expuestos en la región extrandina de Chubut y Río Negro. La depositación de un importante espesor de sedimentos marinos marginales en el valle medio del río Chubut indica un control tectónico en la cuenca, sugiriendo la presencia de una zona fuertemente subsidente adosada a un frente tectónico. Estos rasgos son propios de una cuenca de antepaís, en la cual la línea de charnela de la sedimentación está desplazada hacia el continente.

El Bathoniano marino de la Argentina

Alberto C. RICCARDI

*Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata,
1900 La Plata, Argentina*

Históricamente la presencia en la Argentina de niveles marinos del Bathoniano no había sido demostrada sobre la base de evidencias paleontológicas incuestionables. Su existencia se asumió (Groeber 1918, Boletín Dirección Nacional de Geología y Minas, B 18) para algunas localidades (valle inferior de Santa Elena, faldeo occidental de la Sierra de Reyes, Chacay Melehue, Las Lajas) sobre la base de la inexistencia de discontinuidades en sucesiones sedimentarias relativamente espesas usualmente limitadas por niveles con fósiles del Bajociano y Caloviano.

De acuerdo con estudios recientes (Riccardi *et al.* 1988, V Congreso Geológico Chileno; 1990, Geobios, 22; 1991, *Journal of South American Earth Sciences*, 4) el Bathoniano marino se encuentra claramente documentado en Chacay Melehue. Por encima de niveles pelíticos del Bajociano superior, con amonites correlacionables con la Zona europea de *Subfurcatum*, hay aproximadamente 50 metros de sedimentitas con una fauna relativamente abundante de *Cadomites* ex *gr. orbigny* (Gross.)-*bremeri* Tsereteli, indicativa del Bathoniano medio. En el mismo espesor se han encontrado también *Tulites?* (*Rugiferites?*) cf. *davaiacensis* (Liss.), típico del Bathoniano medio y *Bullatimorphites* (*Kheraicerias*) cf. *bullatus* (d'Orb.) y *Bomburites* cf. *microstoma* (d'Orb.), del Bathoniano superior. Esta fauna, denominada Asociación Mixta de *Cadomites*-*Tulitidae*, corresponde al Bathoniano superior e incluye elementos retrabajados del Bathoniano medio. Siguen 110 metros de lutitas con *Lilloettia steinmanni* (Spath), *Iniskinites crassus*, *I. gulisanoi* Ricc. & West. spp., *Xenocephalites*

neuquensis (Stehn), *Neuquenicerias* (*N.*) *biscissum* (Stehn), *Choffatia* aff. *aequalis* (Roem.), *Ch. gr. jupiter* (Stein.) y *Ch. suborion* (Burck.). El conjunto corresponde a la Zona de *Lilloettia steinmanni* y ha sido atribuido al Bathoniano superior. Esta zona ha sido también documentada (Riccardi & Westermann, 1991 *Palaeontographica* A 216; Riccardi *et al.*, 1991) hacia el sur, en los arroyos Mulichinco y Agua Fría, y hacia el norte en Sierra de Reyes y en Cerro Puchenque.

Las únicas evidencias correspondientes al Bathoniano inferior provienen de Sierra de Reyes, donde en un espesor de 31 metros de sedimentitas se han hallado representantes de *Morphoceras* aff. *macrescens* (Buck.) y *Oxycerites* aff. *aspidooides* (Oppel).

El Bathoniano marino de Argentina parece así hallarse restringido a una estrecha faja ubicada en la región fronteriza con Chile, al oeste del meridiano que pasa por Sierra de Reyes. Esta faja se extiende hacia el norte hasta la latitud de Malargüe y hacia el sur hasta un poco al norte de las Lajas. Dado que en la región central de Chile el Bathoniano marino -zona de *Lilloettia steinmanni*- parece hallarse restringido a la zona de Lonquimay (Riccardi y Westermann 1991, *Palaeontographica* A 216) es factible que la ingesión del mar bathoniano al sector argentino se haya producido a la latitud de dicha localidad.

La reconstrucción paleogeográfica esbozada corrobora casi totalmente la presentada por Groeber (1918, lám. II) hace 75 años, la que fuera mayormente inferida sobre la base de observaciones geológicas de campo.

Geología del sector nororiental del Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego

Luis A. BUATOIS^{1,2} y Horacio H. CAMACHO^{1,3}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

²Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina

³Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Geology of the northeast of Lago Fagnano area, Isla Grande de Tierra del Fuego.* A thick Cretaceous-Tertiary marine succession in the north-eastern area of Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego, can be divided, from base to top, into the Beauvoir, Río Claro and La Despedida formations, and the here-named "Cabo Inés Beds". Whereas the first formation may represent one of the final phases of the Beagle marginal basin fill in the early Cretaceous, the other three units originated in foredeep basins during the Paleogene. The structure of the area is complex with the main lineations trending NNW-SSE. A fold and thrust belt was located in the Cordillera Fueguina with the foreland on the Atlantic coast to the north-east. There were several orogenic phases in the area. The main Patagonide phase (early-late Cretaceous boundary) closed the Beagle basin and built up the Cordillera Fueguina. The Laramide phase (Cretaceous-Tertiary boundary) gave rise to the earliest Tertiary foredeep basin, where the Río Claro and La Despedida Formation sediments were deposited as a result of a transgression from the Pacific. The late Eocene Incaic phase formed the northern part of the cordillera and led to the migration of the foredeep basin towards the north-east. The Cabo Inés Beds were formed in this basin as the result of an Atlantic transgression. The stratigraphical nomenclature of the area is also discussed and the fauna from the Río Claro Formation and the Cabo Inés Beds is described.

Introducción

El sector que se extiende al noreste del lago Fagnano, en la isla Grande de Tierra del Fuego, constituye probablemente una de las áreas de nuestro país menos conocidas desde el punto de vista geológico. El gran desarrollo de la vegetación, que cubre la mayor parte de las sedimentitas cretácico-terciarias, es probablemente la causa principal de este desconocimiento y se convierte asimismo en un factor limitante para el progreso de las investigaciones en la región.

Este trabajo es el resultado de una serie de observaciones preliminares durante el verano de 1987 y volcadas parcialmente en el trabajo final de Licenciatura de uno de los autores (Buatois 1987). Dichas observaciones fueron efectuadas en un área limitada hacia el este por la costa atlántica y hacia el oeste por las estribaciones de la sierra de Beauvoir, mientras que el lago Fagnano se constituye en el límite sur y las inmediaciones de las Rutas Complementarias A y H en el límite norte (Fig. 1).

El objetivo del presente estudio es considerar algunos de los aspectos estratigráficos y litológicos, así como los rasgos estructurales y evolutivos de la secuencia cretácica superior - terciaria aflorante en el área estudiada. Se realizan asimismo inferencias paleogeográficas y paleoambientales y se describen algunos nuevos invertebrados y restos vegetales fósiles.

Antecedentes y reseña estratigráfica

A fines del siglo XVIII y comienzos del siglo XIX tuvieron lugar los primeros reconocimientos geológicos de la isla Grande de Tierra del Fuego. Charles Darwin en su viaje a bordo del "Beagle" efectuó observaciones y recolectó fósiles en el Terciario marino, volcando los resultados en un posterior trabajo (Darwin 1846). Posteriormente, Steinmann y Wilckens (1908) estudiaron fósiles que permitieron correlacionar los depósitos de la costa atlántica fueguina con el "Magallaniano", previamente definido por Ortmann (1899) en Punta Arenas, Chile.

El primer cuadro estratigráfico de la isla corresponde a Bonarelli (1917), quien individualizó una Serie jurásico - cretácica, un Cenozoico marino (dividido en un Horizonte inferior arcilloso margoso y un Horizonte superior arenoso conglomerádico) y por último, las morenas cuaternarias. El siguiente aporte fue efectuado por Doello Jurado (1922) con un estudio paleontológico que le permitió diferenciar distintas entidades geológicas: las "Capas mesozoicas con plantas fósiles de Puerto Harris"; los "Estratos del Hito XIX" (Areniscas calcáreas y grauvacas de rumbo E-O y edad aptiana-albiana aflorantes cerca del límite con Chile) y las "Capas de la Despedida" (areniscas conglomerádicas a las que ubicó por encima de las anteriores y por debajo de los "Magellanian beds").

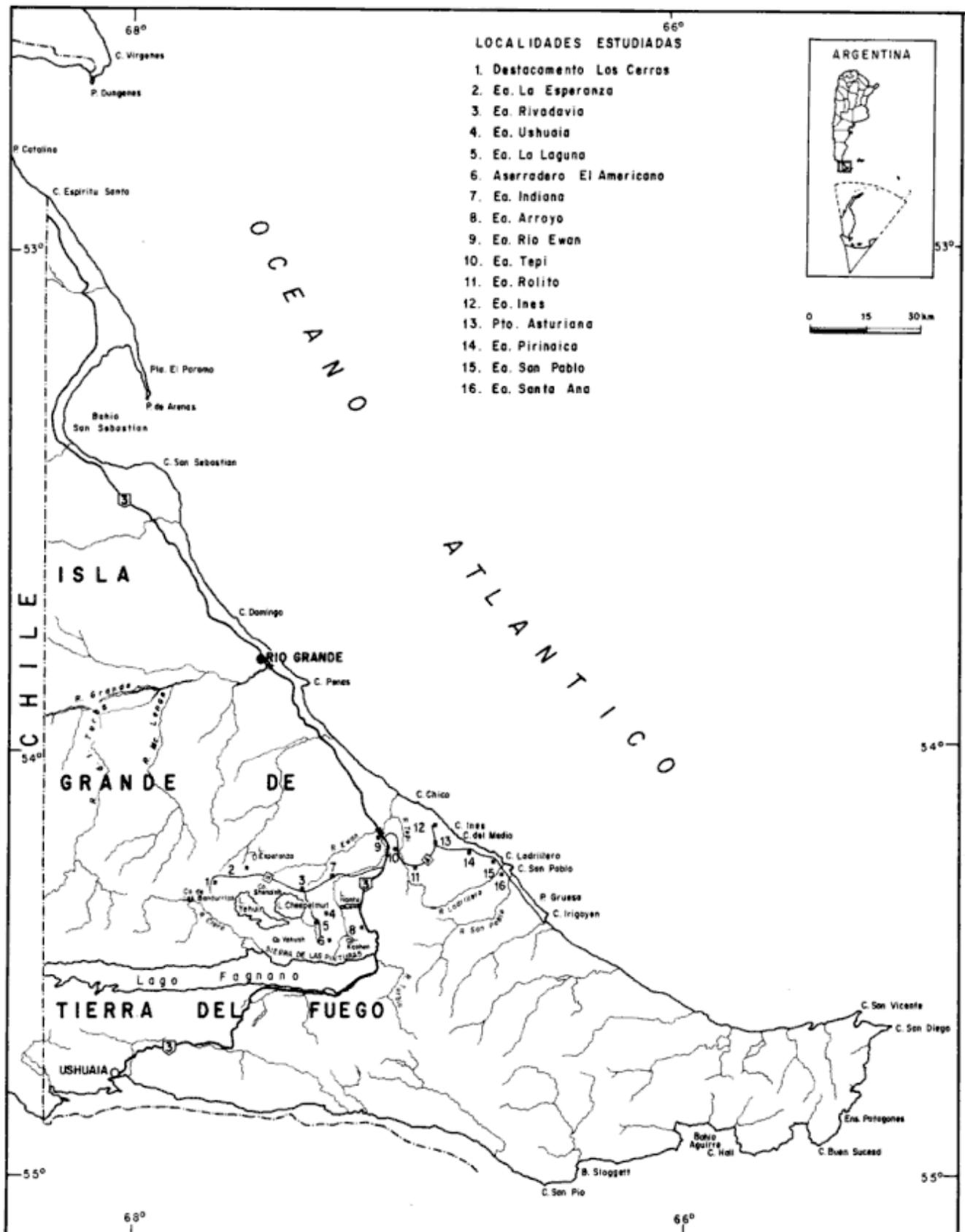


Figura 1: Mapa de localidades en la isla Grande de Tierra del Fuego.

Kranck (1932) efectuó un extenso análisis de la geología de la cordillera Fueguina, especialmente en lo que respecta a sus rocas intrusivas, incluyendo también consideraciones sobre algunas sedimentitas aflorantes más al norte. Posteriormente, De Ferrariis (en Fossa Mancini *et al.* 1938) presentó una propuesta estratigráfica para el Terciario fueguino basada en observaciones de campo realizadas en la región ubicada entre la costa atlántica y el lago Fagnano. De Ferrariis sugirió una división en siete unidades, que son, de base a techo:

- Estratos del Río Claro: aparecen en la base del Terciario y serían de edad cretácica. Consisten en "areniscas muy finas, arcillas y margas de color gris oscuro, con capas calizas" aflorantes a lo largo del río Claro y en la pendiente norte de la sierra de Beauvoir.

- Estratos del Río Turba: "areniscas a veces conglomerádicas y arcillas con fósiles marinos", aflorantes en el sector del río homónimo y cerca de la sección La Despedida.

- Estratos de la Pilarica: "areniscas con lechos conglomerádicos oscuros". Según este autor, serían una probable facies lateral de los "Estratos del Cabo Peña".

- Estratos del Cabo Peña: margas, arcillas y areniscas con intercalaciones conglomerádicas, equivalentes del Horizonte inferior arcilloso margoso de Bonarelli (1917).

- Estratos del Cabo Domingo: areniscas amarillentas con intercalaciones de margas y arcillas.

- Estratos del Cerro Aguila: conglomerados y areniscas.

- Estratos del Castillo: conglomerados aflorantes cerca de la sección Castillo.

Entre los años 1945-1950, con la realización de una serie de campañas del Servicio Geológico, el conocimiento de la región avanzó considerablemente. En un informe preliminar, Petersen (1946) identificó las siguientes unidades: Formación Yahgan (Kranck 1932) ("esquistos y rocas ígneas"), Serie de Hewepen ("grauvacas metamorfozadas" aflorantes al sur del lago Fagnano), Estratos del Hito XIX ("grauvacas, calizas y pizarras"), Estratos del Cerro Kashem ("areniscas calcáreas y tobáceas"), Estratos del Río Menéndez ("arcillas, areniscas y conglomerados de probable edad eocena") y Formación Magallaniana ("arcillas, areniscas y conglomerados").

En su tesis doctoral, Camacho (1948) introdujo las entidades "Serie Alvear" (equivalente de la Serie de Hewepen), "Serie Beauvoir"; "Estratos del Hito XIX"; "Estratos de la Vicuña" (equivalentes en Chile de los anteriores); "Serie del Río Claro" y "Formación Magallaniana". Las modificaciones establecidas por

Camacho fueron adoptados posteriormente por Petersen (1949), quien a su vez, subdividió a la Formación Magallaniana en cuatro unidades.

Asimismo, Furque y Camacho (1949) ofrecieron una síntesis estratigráfica del Cretácico de la costa atlántica, dividiendo a la Serie del Río Claro en tres entidades: "Estratos de Policarpo", "Estratos de Leticia" y "Estratos del Río Bueno". En un posterior trabajo, Camacho (1967) introdujo la unidad "Estratos de Bahía Tethys" que subyace a los Estratos de Policarpo y asignó a éstos y a los Estratos de Leticia una edad campaniana-maastrichtiana. Por otra parte, separó a las Formaciones Río Claro y Río Bueno, de posible edad paleocena-eocena, aclarando que la vinculación entre ambas no está establecida.

A su vez, Yrigoyen (1962) presentó una reseña estratigráfica de la isla e introdujo las unidades "Formación Vicuña" (Aptiano-Albiano), "Formación Río García" (Santoniano-Campaniano) y "Formación Aurelia" (Eoceno-Oligoceno), entre otras. Por su parte, Katz (1964) efectuó el primer análisis de la cuenca ubicada al norte del lago Fagnano.

Caminos (1980) realizó una revisión, empleando para el Cretácico-Terciario principalmente el esquema planteado por Camacho (1967). De particular importancia resulta la síntesis de Codignotto y Malumián (1981) para el Terciario del norte de la isla. Estos autores desaconsejan "el uso de términos derivados del Magallanense, sobre los cuales no ha existido acuerdo tanto en sus límites, como en sus faunas, que comprenden diferentes formaciones, incluyen discordancias angulares, y que conceptualmente carecen de significado geológico o estratigráfico que justifique su uso agrupando ciertas o casi todas las formaciones terciarias". Codignotto y Malumián (1981) propusieron una secuencia en la que se respetan las unidades establecidas por Doello Jurado y De Ferrariis y definieron las entidades "Formación Carmen Silva" (pelitas y conglomerados aflorantes en las cercanías de la bahía San Sebastián, de edad miocena inferior a media) y la "Arenisca Punta Basílica" (Mioceno superior a Plioceno inferior).

Paralelamente, Caminos *et al.* (1981) y con posterioridad Ramos *et al.* (1986) efectuaron nuevos estudios sobre la evolución geológica de la cuenca del Beagle. A su vez, Cagnolatti *et al.* (1987), basándose en el estudio de líneas sísmicas al sudoeste de Río Grande, realizaron un análisis estructural en el que se pone de manifiesto la complejidad del área.

Recientemente, Malumián (1988, 1990) y Malumián y Caramés (1989) presentaron una serie de contribuciones sobre la micropaleontología de las unidades terciarias de la isla. A su vez, Buatois (1989) discutió aspectos icnológicos de la Formación Río Claro.

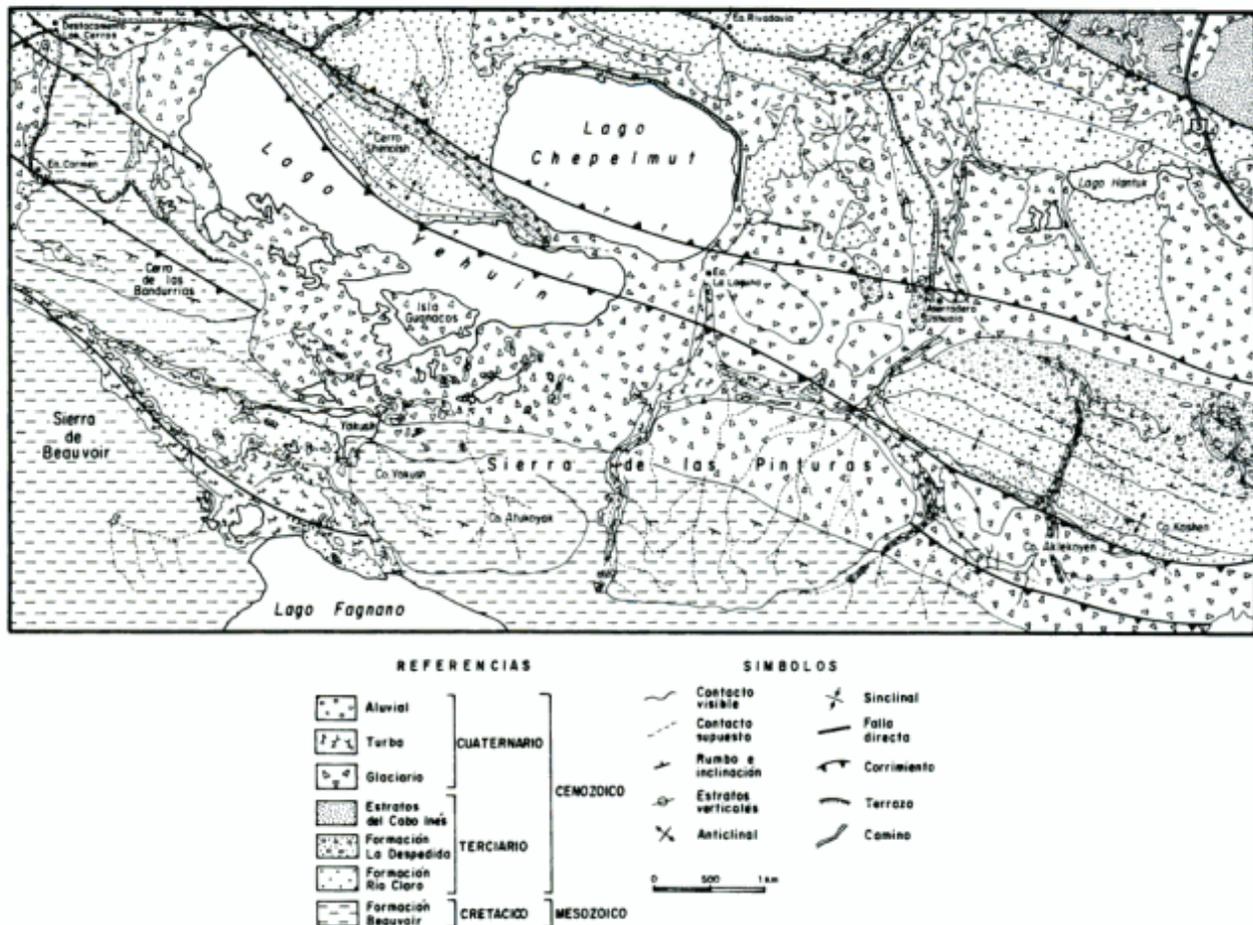


Figura 2: Mapa geológico de la región nororiental del lago Fagnano.

Estratigrafía

De la revisión de antecedentes presentada se desprende que la estratigrafía de la isla y, en particular, del sector ubicado al norte del lago Fagnano presenta numerosos casos de sinonimias parciales o totales y de unidades litoestratigráficas definidas en forma incierta. En los sucesivos items analizaremos cada punto en particular, haciendo hincapié en las características de la Formación Río Claro y los "Estratos del Cabo Inés". En la Tabla 1 se presenta una síntesis de la estratigrafía propuesta para el área.

Formación Beauvoir (sensu Camacho 1967)

Rasgos generales y área de distribución: La Formación Beauvoir está integrada mayormente por grauvacas de colores negruzcos y aflora tanto en la isla de los Estados, como en el sector norte del lago Fagnano. Camacho (1967) señaló que su límite septentrional estaría dado por la falla ubicada en el río Claro. Nuestras observaciones en ese sector han sido

escasas, pero permitirían extender el límite norte hasta las adyacencias de la Estancia Carmen donde un corrimiento de rumbo NO-SE e inclinación SO pondría en contacto a las Formaciones Beauvoir y Río Claro (Fig. 2). En el área estudiada, la Formación Beauvoir presenta un rumbo general NO-SE que tiende a hacerse E-O a medida que se extiende hacia el sector oriental. Camacho (1949) estimó en alrededor de 500 m el espesor de esta unidad.

Litología: Esta unidad consiste en sedimentitas clásticas, principalmente grauvacas silicificadas, de tonalidades oscuras y con abundantes inyecciones de cuarzo. En las cercanías del cerro de Las Bandurrias (Fig. 1) se reconoció una secuencia de aproximadamente 100 m de wackes feldespáticas que pasan transicionalmente a un ortoconglomerado polimíctico. Estos afloramientos están altamente tectonizados y son ubicados tentativamente en la Formación Beauvoir.

Las wackes son de grano fino, presentan fractura angulosa, mala selección y color marrón oscuro rojizo. La fracción clástica mayor (70%) está integrada prin-

Tabla 1: Cuadro estratigráfico para la región.

Era	Período	Edad	Unidad litoestratigráfica	Litología y paleontología
Cenozoico	Terciario	Pos-Eoceno Medio (o Tardío)	"Estratos del Cabo Inés" D	Wackes líticas y pelitas. Moldes de gastrópodos
		Eoceno Medio-Eoceno Temprano	Fm. La Despedida	Wackes conglomerádicas
		Paleoceno	Fm. Río Claro D	Wackes líticas, coquinas, conglomerados y pelitas. Icnofósiles, corales, moluscos y dinoflagelados
Mesozoico	Cretácico	Neocomiano	Fm. Beauvoir	Grauvacas silicificadas, wackes feldespáticas y ortoconglomerados polimícticos

principalmente por plagioclasa y cuarzo, apareciendo en menor proporción el feldespato potásico. El resto de la fracción lo componen fragmentos de metamorfitas, biotita y minerales accesorios. Los individuos presentan alta angulosidad y en general están marcadamente alterados. La matriz (30%) es limo-arcillosa. La alta proporción de clastos de feldespato marca diferencias de aporte con las wackes de la Formación Río Claro.

Los ortoconglomerados son finos, de fractura irregular, moderadamente seleccionados y de color marrón. La fracción clástica mayor (60-70%) está integrada principalmente por cuarzo. En menor proporción, aparecen fragmentos de vulcanitas, metamorfitas y areniscas, así como feldespato potásico. El redondeamiento de los clastos es sumamente variable. El material aglutinante (40-30%) está conformado por una matriz arenosa mediana a gruesa y por un cemento de naturaleza silícea.

Contenido paleontológico y edad: En la sierra de Beauvoir no se han hallado fósiles, por lo que las especulaciones con respecto a la edad de la formación homónima están basadas en su relación con los "Estratos del Hito XIX". En función de su contenido faunístico (*Inoceramus*, *Aucellina*, *Parahibolites*, etc.), Camacho (1967) sugirió una edad aptiana para los "Estratos del Hito XIX", interpretándolos como parte superior del ciclo sedimentario cretácico inferior que

originó a la Formación Beauvoir, la cual se habría depositado durante el Neocomiano.

En la isla de los Estados, en capas asignadas a las secciones inferiores de la Formación Beauvoir, ha sido hallada una fauna de belemnites, bivalvos y equinodermos (Harrington 1943; Caminos y Nullo 1979).

Nomenclatura: Camacho (1948) definió a esta entidad como Serie Beauvoir e incluyó en la misma a las secuencias que, en posteriores trabajos (Furque y Camacho 1949; Camacho 1967), se ubicarían como integrantes de los "Estratos de Bahía Tethys y Policarpo". Posteriormente, Camacho (1967) la denominó Formación Beauvoir. Más adelante analizaremos una posible sinonimia parcial entre esta unidad y los "Estratos del Río Claro" de De Ferrariis (en Fossa Mancini *et al.* 1938)

Interpretación: Se ubica a la Formación Beauvoir como integrante del ciclo sedimentario cretácico inferior de la cuenca marginal de trasarco del Beagle. Camacho (1967) la interpretó como producto de la transgresión que invadió el área y que habría originado a la Formación Springhill en el sector litoral y a la Formación Beauvoir en la parte más profunda. La Formación Springhill representaría ambientes continentales y estuarinos (Arbe 1989). Si bien nuestras

observaciones en la Formación Beauvoir fueron muy limitadas, la sucesión expuesta en el cerro de Las Bandurrias sería el producto de sedimentación a partir de flujos gravitatorios de sedimentos, en particular de corrientes de turbidez densas y/o flujos de detritos no cohesivos.

Formación Río Claro (sensu Camacho 1967)

Rasgos generales y área de distribución: La Formación Río Claro consiste en areniscas finas a muy finas, de color marrón amarillento a gris verdoso, con delgadas intercalaciones de pelitas y conglomerados. Se dispone en afloramientos muy aislados que se extienden desde el este de la sierra de Beauvoir hasta las cercanías del litoral atlántico, quedando la Formación Río Bueno restringida a la costa (Camacho 1967). Las mejores exposiciones de la Formación Río Claro se encuentran en las cumbres de los cerros que forman la Sierra de las Pinturas y sobre la Ruta Nacional N° 3 (Fig. 2). Posee un rumbo aproximadamente NO-SE que tiende a hacerse E-O hacia el sector oriental. El espesor de esta unidad ha sido estimado en alrededor de 1000 m por Camacho (1949).

Litología: En el sector oriental, representado por los afloramientos de la Ruta Nacional N° 3 (Estancia Arroyo, cercanías de la desembocadura del río Turbio, Fig. 1), la secuencia está integrada principalmente por wackes líticas medianas a muy finas y, en menor proporción, por delgados bancos coquinoideos y conglomerádicos y pelitas subordinadas. Las wackes son de color marrón oscuro amarillento, consolidadas, de fractura irregular y textura clástica flotante. La fracción clástica mayor, que conforma el 80% de la roca, está integrada mayormente por fragmentos líticos (50% de la fracción mayor) de vulcanitas, angulosos, con fenocristales de cuarzo y pasta afanítica y posiblemente de metamorfitas, angulosos y fuertemente cloritizados. En menor proporción, aparece el cuarzo (30%), anguloso a subanguloso, predominantemente monocristalino, con extinción relámpago y frecuentes inclusiones. Le sigue en orden decreciente de abundancia la plagioclasa (10%), angulosa, con maclado polisintético, frecuentemente con inclusiones, observándose indistintamente individuos alterados a arcilla y otros con superficies frescas. El resto de la fracción clástica mayor está compuesto por biotita (5%) y feldespato potásico (5%). El material aglutinante, que representa el 20% restante, se halla conformado por una matriz limo-arcillosa, que presenta una fuerte recristalización de las arcillas. La selección de la fracción clástica es mala y la roca es inmadura textural y mineralógicamente. En su ma-

yoría son masivas, aunque algunas capas presentan estratificación paralela y óndulas asimétricas de crestas rectas originadas por acción de corrientes unidireccionales. Algunos niveles están bioturbados y contienen tubos verticales de *Skolithos* y, en menor proporción, tubos horizontales de *Palaeophycus* (Buatois 1989). Poseen bases netas y un espesor variable entre 1 y 5 m, siendo común la amalgamación de capas.

Las coquinas son de color gris oliva claro, consolidación moderada y fractura irregular. Los fragmentos de fósiles representan el 60% de la roca y consisten en restos de conchillas de bivalvos y gastrópodos mal preservados y, en el caso de los primeros, con las valvas mayoritariamente desarticuladas. En menor proporción, se observan fragmentos líticos. La matriz es pelítica a arenosa muy fina. Poseen bases erosivas y un espesor de aproximadamente 20 cm.

Los conglomerados son de color gris oliva claro a gris verdoso oscuro, consolidados y de fractura irregular. La fracción clástica mayor (30%) está integrada principalmente por fragmentos líticos (metamorfitas?), de color gris oscuro, subredondeados, cuyo tamaño oscila entre los intervalos grava fina y mediana, predominando el primero. Presenta restos de conchillas muy fragmentados y clastos de cuarzo. La matriz es arenosa fina a mediana. Poseen bases erosivas y un espesor que oscila entre 10 y 20 cm.

Las pelitas, sumamente escasas, son de color castaño rojizo. Presentan laminación paralela, bases netas y aparecen formando paquetes de 20 cm hasta alrededor de 2 m. Poseen restos de briznas.

En el área occidental, representada por los afloramientos del cerro Kashem, Estancia Ushuaia y adyacencias de la Ruta Complementaria H (Fig. 1), se observan variaciones con respecto a las características que la Formación Río Claro presenta hacia el este. Esto se revela tanto en los rasgos sedimentológicos, como icnológicos (Buatois 1989). Los términos más gruesos (paraconglomerados y coquinas) que se intercalan en la secuencia oriental, están completamente ausentes en el área occidental. Por su parte, se acentúa el predominio de las wackes muy finas sobre las finas y medianas. Estas areniscas son masivas y carecen de estructuras de corriente. A su vez, los tubos verticales de *Skolithos* están ausentes y sólo quedan trazas horizontales como *Palaeophycus* (Buatois 1989).

En lo referente al área de aporte de la Formación Río Claro, las vulcanitas ácidas provendrían de la Formación Lemaire, mientras que las metamorfitas lo harían probablemente de la Formación Yahgan. La fuerte deformación de las micas sería producto de los movimientos correlacionables con la Fase Incaica.

Contenido paleontológico y edad: De todas las localidades estudiadas sólo en dos se hallaron macrofósiles: río Turbio y Estancia Arroyo (ambas sobre la Ruta Nacional N° 3) (Fig. 1), siendo esta última la que brinda más información. Cabe señalar que en otros lugares hay referencias de hallazgos: turritélidos en el cerro Aapen y restos de vegetales indeterminados en la costa del lago Yehuin (Methol y Camacho 1951), así como probables fragmentos de bivalvos en el cerro Kashem (Petersen 1951).

En el afloramiento ubicado en las cercanías de la desembocadura del río Turbio, sobre la Ruta 3 (Fig. 1), sólo se encontraron restos del bivalvo *Panopea* sp. y fragmentos de conchillas indeterminados. La fauna más rica fue colectada en Estancia Arroyo, donde Methol y Camacho (1951) señalaron la presencia de distintos bivalvos, gastrópodos indet. y vegetales indet. Posteriormente, Camacho (1957) se ocupó de esta fauna, describiendo seis especies nuevas de bivalvos y un equinodermo: *Malletia leanzai*, *Crassatellites iheringi*, *Panopea fueguensis*, *Venus arroyoensis*, *Cardium tuba*, *Cardium rudis* y *Schizaster* indet. En el presente estudio se reconocieron las siguientes formas: *Caryophylliinae?* indet., *Panopea arroyoensis* sp. nov., *Crassatellites fueguensis* sp. nov., *Venericardia* sp., *Lahillia* sp., *Nucula* sp., *Antarctodarwinella?* sp. y gastrópodos indet.

Con respecto a los microfósiles, en Estancia Rivadavia se encontraron restos de dinoflagelados, que representan el primer hallazgo de palinomorfos en la Formación Río Claro, así como la primera mención de restos fósiles en dicha localidad. Esta asociación mostraría cierta afinidad con otras del Terciario temprano (Palamarczuk, comunicación personal).

En base al contenido fosilífero de Estancia Arroyo, Camacho (1957) consideró a la Formación Río Claro como de probable edad paleocena. Esto sería aseverado por las afinidades de las especies descritas en dicho estudio y por la presencia de *Schizaster*. El material descrito en el presente trabajo (ver Apéndice), proveniente de la misma localidad, permite efectuar algunas apreciaciones. Si bien los megafósiles estudiados no indican una edad con total certeza, las afinidades de las faunas serían un elemento en favor de lo expresado por Camacho (1957). La mayoría de las especies de bivalvos presentan similitudes con formas del Terciario inferior de Patagonia (Philippi 1887; Feruglio 1936), mientras que el gastrópodo *Antarctodarwinella* se encuentra bien representado en el Terciario inferior de Antártida y Patagonia (Zinsmeister y Camacho 1980). Del mismo modo, el considerable tamaño de *Lahillia* (que muestra afinidades con *L. angulata* var. *patagonica* Ihering del Terciario inferior) parecería ser una característica de

las formas terciarias, en contraposición a las menores dimensiones de las cretácicas. Los restos de corales no darían información relevante, ya que guardan similitudes con *Trochocyathus*, citado por Nomland (1916) para el Cretácico y Terciario de California y Oregón.

Nomenclatura: De Ferrariis (en Fossa Mancini *et al.* 1938) denominó "Estratos del Río Claro" a las capas que aparecían en la base del Terciario. Camacho (1967) empleó la denominación Formación Río Claro, asignándole una edad paleocena-eocena (ver Antecedentes). En posteriores revisiones (Codignotto y Malumián 1981), se planteó la duda de que la Formación Río Claro de Camacho (1967) sea la misma que la de De Ferrariis (*op. cit.*). Esta posibilidad es fuertemente avalada por nuestros estudios.

De Ferrariis (*op. cit.*) señaló que los "Estratos del Río Claro" aflorarían en el valle del río Claro y en la pendiente septentrional de la sierra de Beauvoir, apareciendo en la base del Terciario. Teniendo en cuenta el área de distribución, la ubicación estratigráfica y la litología indicados por este autor, es sumamente probable que, al menos parcialmente, los "Estratos del Río Claro" se superpongan con la Formación Beauvoir definida por Camacho (1948, 1967). Para evitar confusiones se sugiere emplear las unidades Formación Beauvoir y Formación Río Claro *sensu* Camacho (1967).

Asimismo, se incluye en la Formación Río Claro a los "Estratos del Cerro Kashem" (Petersen 1946), desaconsejándose su empleo como unidad litoestratigráfica aislada ya que las sedimentitas aflorantes en dicho cerro son idénticas a las que conforman la Formación Río Claro en otros sectores.

Interpretación: La Formación Río Claro es el producto de una transgresión que tuvo lugar durante el Paleoceno cuando un extenso mar somero invadió la región norte del lago Fagnano. En base a las características sedimentológicas e icnológicas ya enunciadas, se interpreta la existencia de un ambiente marino cercano a la costa ("nearshore") para el sector oriental. La presencia de acumulaciones esqueléticas interpretadas como tempestitas indica depositación por encima del nivel de base de olas de tormenta. La dominancia de tubos verticales de habitación originados por organismos suspensívoros sugiere un ambiente con buena oxigenación y alta energía de olas y corrientes que mantuvieron en suspensión las partículas orgánicas (cf. Buatois 1989). En el área occidental se habría desarrollado un ambiente de plataforma ("offshore"), por debajo del nivel de base de olas de tormenta, en condiciones de menor energía y con dominancia de sedimentación por decantación de material fino.

Esta interpretación sugiere una ligera profundización hacia el oeste y es coherente con el esquema planteado por Biddle *et al.* (1986), quienes basándose en un estudio sismoestratigráfico postulan una ingresión marina proveniente del oeste para estos tiempos. Cabe mencionar sin embargo que otros autores (e.g. Katz 1964; Bruhn 1979) han manifestado una posición contraria, señalando que ya para el Cretácico Tardío - Terciario Temprano el inicio de la formación de los Andes Patagónico-Fueguinos habría constituido una barrera para una transgresión pacífica.

Formación La Despedida (Doello Jurado 1922)

Rasgos generales y área de distribución: La Formación La Despedida consiste en areniscas y areniscas conglomerádicas, con delgadas intercalaciones pelíticas. Fue definida en la localidad La Despedida, ubicada al sur de Río Grande (Doello Jurado 1922). También se encuentran afloramientos en las márgenes de los ríos Turba o Menéndez y Mac Lennan, este último en las cercanías de las Estancias La Pilarica y Marina (Petersen 1946).

En el área del presente estudio se detectaron los afloramientos más australes de la Formación La Despedida, en las estribaciones septentrionales de los cerros Shenolsh y Kashem. Estas capas corresponderían a los tramos inferiores de dicha unidad y aparentemente apoyarían en forma concordante sobre la Formación Río Claro. El perfil tipo de la Formación La Despedida, ubicado en las proximidades de Estancia Aurelia, posee un espesor mínimo de 300 m (Codignotto y Malumián 1981).

Litología: Las sedimentitas observadas consisten en wackes conglomerádicas de color oliva grisáceo, consolidadas y de fractura irregular. La fracción clástica mayor está integrada por individuos subangulosos que alcanzan en algunos casos tamaños cercanos a 1 cm. Los clastos de tamaño grueso corresponden a fragmentos líticos de metamorfitas y vulcanitas ácidas de igual procedencia que la consignada para las sedimentitas de la Formación Río Claro. Los otros componentes son cuarzo y restos calcáreos. La matriz es pelítica.

Contenido paleontológico y edad: Doello Jurado (1922) señaló la presencia de *Balanocrinus* sp. y una fauna de bivalvos y gastrópodos que mostraba afinidades, en parte con la del Patagoniano y, en parte, con formas del Cretácico Tardío, ubicando a esta unidad entre este período y el Eoceno Temprano. Petersen la

asignó, con dudas, al Eoceno y sugirió una división en dos términos: inferior, en el área del río Menéndez, y superior, en la zona de La Pilarica. Codignotto y Malumián (1981) efectuaron un extenso análisis paleontológico, en particular sobre la base de microfósiles. Entre la megafauna, indicaron la existencia de artejos de crinoideos, escafópodos, gastrópodos, bivalvos (pectínidos), cefalópodos y dientes de peces. En lo que concierne a la microfauna, los foraminíferos bentónicos calcáreos serían las formas dominantes. En función del contenido micropaleontológico, estos autores ubicaron a la Formación La Despedida en el Eoceno Medio, llegando los términos conglomerádicos más altos probablemente al Eoceno Superior. Muy recientemente, Malumián (1988, 1990) y Malumián y Caramés (1989) documentaron el contenido micropaleontológico de la Formación La Despedida, describiendo un gran número de especies de foraminíferos bentónicos. En particular, Malumián y Caramés (1989) reconocieron la presencia de un miembro inferior de edad eocena media y otro superior de edad eocena media tardía.

En el área estudiada no se han hallado restos fósiles. Esta parte de la secuencia correspondería al tramo más bajo de la Formación La Despedida, pudiendo quizás encontrarse representado el Eoceno Inferior, ya que aparentemente la relación entre las Formaciones Río Claro y La Despedida sería de concordancia.

Nomenclatura: Esta unidad fue establecida por Doello Jurado (1922) como "Capas de la Despedida". Con posterioridad, otros autores definieron entidades que necesariamente deben considerarse sinónimos de la misma. Tal es el caso de los "Estratos del Río Turba" (De Ferrariis, en Fossa Mancini *et al.* 1938) y los "Estratos del Río Menéndez" (Petersen 1946). Tanto la posición estratigráfica, como la litología y el área de distribución de estas dos últimas unidades indican claramente una superposición con la unidad aquí analizada, por lo que se sugiere abandonar su empleo, incluyéndose a las mismas bajo la denominación Formación La Despedida, tal cual fuera señalado por Codignotto y Malumián (1981).

De igual manera, y según se desprende del cuadro presentado por Yrigoyen (1962), la Formación Aurelia definida por este autor estaría también incluida parcialmente en la Formación La Despedida. Debido a esto, se aconseja no utilizar el término Formación Aurelia en futuros estudios estratigráficos.

Interpretación: Se interpreta a la Formación La Despedida como integrante del ciclo sedimentario paleoceno-eoceno que incluye también a la Forma-

ción Río Claro. En base a análisis paleoecológicos y micropaleontológicos realizados al norte del área bajo consideración en el presente trabajo, Codignotto y Malumián (1981) señalaron la existencia de "condiciones predominantemente de baja energía en ambientes marinos marginales y de comunicación restringida con el mar abierto" para la depositación de los sedimentos que integran esta unidad. Recientes estudios realizados por Malumián (1988) sugieren un intervalo de sedimentación continental para el tramo cuspidal del miembro inferior.

Biddle *et al.* (1986) postularon para este momento una transgresión todavía proveniente del océano Pacífico. La presencia de sedimentitas marinas marginales en la región noreste del lago Fagnano y la ausencia de capas equivalentes hacia los sectores más cercanos al litoral atlántico sugeriría que la transgresión eocena fue menos extendida que la paleocena, probablemente habiéndose comportado el sector más oriental como área emergida.

Estratos del Cabo Inés

Rasgos generales y área de distribución: Las sedimentitas de esta unidad consisten en una alternancia de areniscas finas a medianas intercaladas con pelitas. La mayoría de los bancos de areniscas se caracterizan por ser sumamente friables y por poseer concreciones carbonáticas que, en algunos casos, alcanzan hasta 1 m de diámetro, siendo ambos rasgos útiles para diferenciar la unidad en el campo. Otro aspecto saliente lo constituye la presencia, en algunos sectores, de diques clásticos subverticales que cortan la secuencia.

La unidad se extiende sobre el litoral atlántico, en forma bastante continua, desde cabo Irigoyen y cabo San Pablo hasta cabo Inés (y probablemente cabo Chico); mientras que hacia el interior de la isla, aparece en pequeños afloramientos muy aislados, entre los que mencionaremos los ubicados en Estancia Inés, Puesto Asturiana y Estancia Rolito, así como sobre la Ruta 3, 8 km al sur de la Ruta Complementaria A y en las cercanías del Puente Justicia (Fig. 1).

En las estribaciones cordilleranas están suavemente plegados, mientras que sobre el litoral atlántico los estratos se encuentran horizontales. Al norte del lago Hantuk, un corrimiento pone en contacto tectónico a los "Estratos del Cabo Inés" con la Formación Río Claro. El perfil tipo de los "Estratos del Cabo Inés", levantado en el cabo homónimo, presenta un espesor de aproximadamente 40 m.

Litología: Los "Estratos del Cabo Inés" consisten en

una alternancia de wackes líticas y pelitas. Las wackes son de grano fino a grueso, color marrón a amarillo oscuro, friables, de fractura irregular a angulosa y textura flotante. La fracción clástica mayor, que comprende el 80% de la roca, está integrada principalmente por clastos de cuarzo (45%), anguloso a subredondeado, monocristalino en la mayoría de los casos, con extinción relámpago e inclusiones; y por fragmentos líticos (45%) de vulcanitas ácidas, subredondeados a angulosos, con pastas afaníticas muy alteradas a arcillas en algunos casos y pastas felsíticas poco alteradas en otros. El resto de la fracción clástica mayor está compuesto por plagioclasa (5%), angulosa a subangulosa, con maclado polisintético fino y escasamente alterada; y por biotita (5%), angulosa, de hábito laminar, clivaje paralelo al eje b y prácticamente sin indicios de deformación. El material aglutinante, que comprende el 20% de la roca, está integrado por una matriz limo-arcillosa que se caracteriza por una fuerte recristalización de las arcillas y cloritización. Se desprende de esta descripción que la selección de la fracción clástica es mala y que la roca es inmadura texturalmente.

Las pelitas son de colores grisáceos en superficie fresca a ocre y amarillentos en superficie alterada. Presentan buena consolidación y estratificación fina. En algunos casos, se observa una textura moteada originada por la fuerte bioturbación.

Si se compara la descripción de las areniscas de esta unidad con las de la Formación Río Claro, no surgen diferencias en cuanto a la composición mineralógica, sino en lo que respecta a las características y proporciones de sus componentes. Existe una mayor abundancia de cuarzo y un mejor redondeamiento en algunos individuos lo que indica cierta madurez con respecto a las sedimentitas paleocenas. Esto podría sugerir un reciclaje de material previamente depositado durante el ciclo sedimentario anterior, alternante con otro proveniente de la erosión de las vulcanitas de la Formación Lemaire que continuarían comportándose como área de aporte. Por su parte, los minerales micáceos de las areniscas de los "Estratos del Cabo Inés" carecen prácticamente de indicios de deformación en relación a los de la Formación Río Claro, la cual junto con la Formación La Despedida, habría sido intensamente afectada por la Fase Incaica.

Las secuencias estudiadas al noreste, en el cabo Inés e inmediaciones del Puente Justicia, están constituidas exclusivamente por areniscas masivas o con estratificación paralela. Un poco más al sudoeste, en el cabo San Pablo, adyacencias de la Hostería San Pablo y cerca de la intersección entre las rutas 3 y A, comienzan a intercalarse horizontes de pelitas subordinadas. Por último, en los afloramientos más austra-

les de la unidad ubicados en cabo Irigoyen, sur de la Estancia río Ewan e intersección de la Ruta 3 y el río Saikerrh, las secuencias son predominantemente (y en algunos casos, exclusivamente) pelíticas.

Contenido paleontológico y edad: La mayoría de los restos fósiles hallados en la unidad no pudieron ser identificados con precisión debido a su pobre preservación; tal es el caso de los fragmentos de equinodermos y gastrópodos de Estancia Rolito. Por el contrario, en las cercanías de Estancia Asturiana se encontraron moldes de gastrópodos (*Aporrhais asturianaensis* sp. nov.) en buenas condiciones de preservación.

Por sus relaciones estratigráficas, los "Estratos del Cabo Inés" serían más jóvenes que las Formaciones Río Claro y La Despedida. Teniendo en cuenta que esta última sería de edad eocena media (Malumián y Caramés 1989), sólo puede sugerirse una edad post eocena media para los "estratos del Cabo Inés". La fase Incaica (Eoceno medio-tardío) originó la cuenca en la que tuvo lugar la depositación de estos sedimentos. *A. asturianaensis* sp. nov. es muy similar a *A. santacruzensis* Ihering, proveniente del Oligoceno del río Santa Cruz, lo cual es coherente con las edades planteadas.

Nomenclatura: Ante la imposibilidad de ubicar a estas secuencias en alguna de las unidades ya propuestas por otros autores, hemos optado por aislar a los "Estratos del Cabo Inés" como una unidad independiente. Las mayores similitudes se manifiestan con respecto a la Formación Cabo Peña, aparentemente de la misma edad. La Formación Cabo Peña aflora sólo en dos áreas, cercanas a la localidad de Río Grande, y está integrada por sedimentitas de grano fino, mayormente por limolitas y arcilitas. Esta litología contrasta con la que exhiben los "Estratos del Cabo Inés", caracterizados por una mayor proporción de areniscas. Como nuestra información es aún preliminar, se ha decidido no otorgar el rango de formación y por el contrario denominar informalmente como "Estratos del Cabo Inés" a las sedimentitas terciarias que caracterizamos en este ítem, evitando de este modo la rigidez que implica la definición de una unidad litoestratigráfica formal, lo que por el momento se prefiere dejar de lado.

Por otra parte, no hemos referido estas secuencias al denominado "Magallaniano" (Ortmann 1899) ya que éste carece en realidad de significado geológico y de uniformidad en lo que respecta a sus límites y contenido paleontológico, pudiendo ser dividido en varias formaciones, algunas de las cuales están separadas por discordancias angulares (Codignotto y Malumián 1981).

Interpretación: Los "Estratos del Cabo Inés" serían el producto de una transgresión que, proveniente del noreste, invadió el sector norte de la isla Grande de Tierra del Fuego con posterioridad a la Fase Incaica. De este modo, se habrían originado dos ambientes depositacionales bastante bien definidos con una zona de transición intermedia. En el sector noreste, en un ambiente marino muy somero, se depositaron las secuencias arenosas con predominio de estratificación paralela; mientras que hacia el sudoeste, empiezan a hacerse cada vez más abundantes los niveles pelíticos, de colores oscuros y fuertemente bioturbados, que se interpretan como depositados en ambientes marginales de circulación restringida.

La Formación Cabo Peña (De Ferrariis, en Fossa Mancini *et al.* 1938), de edad eocena tardía - oligocena, que aflora al norte del área estudiada, representaría de acuerdo a su contenido de foraminíferos, un ambiente batial (Codignotto y Malumián 1981). Cabe entonces la posibilidad de considerar a los "Estratos del Cabo Inés" como un equivalente lateral somero de la Formación Cabo Peña. De este modo, y como respuesta a la transgresión atlántica, se habrían desarrollado una serie de ambientes cada vez más profundos hacia el noreste, representando los "Estratos del Cabo Inés" las áreas proximales someras y la Formación Cabo Peña, las zonas más profundas.

Tectónica y estructura

La tectónica que afectó a la cordillera Fueguina y sus estribaciones determinó un alto grado de complejidad en la estructura del área. Esta complejidad se hace decreciente a medida que nos alejamos del sector cordillerano para acercarnos a la costa atlántica. Es así que en la zona norte adyacente al lago Fagnano, una tectónica netamente compresiva generó un estilo estructural de pliegues, corrimientos y bajocorrimientos. Hacia el noreste, los plegamientos se hacen mucho más suaves y tendidos, hasta llegar al sector no deformado donde las capas se encuentran horizontales. De este modo podemos definir una faja plegada y corrida en la región sur y un antepaís en el noreste de la isla sobre el litoral atlántico.

Otra característica saliente es la gran regularidad en la disposición de los lineamientos (Fig. 2). Todos ellos presentan un rumbo E-O que va haciéndose NO-SE hacia el límite internacional con Chile. Esta variación en el rumbo acompaña el cambio de disposición de la cordillera que, aproximadamente a los 54° 20', se orienta en dirección E-O.

Al sur del lago Fagnano (fuera del área de estudio),

entre éste y el canal de Beagle, se disponen una serie de corrimientos que limitan las escamas plegadas y afectan a las Metamorfitas Lapataia, Formación Yahgan y Formación Alvear (Kranck 1932; Petersen 1949, Borrello 1969, 1972; Caminos 1980). Este estilo estructural se continúa en las estribaciones de la cordillera, en la sierra de las Pinturas, afectando a las Formaciones Beauvoir, Río Claro y La Despedida. En el área de estudio, un corrimiento importante se dispone al pie de los cerros Shenolsh, Nahuin y Kashem. Asimismo, se han individualizado corrimientos menores al pie de los cerros Atukoyak y Aklekoyen, en las cercanías de los cerros Las Bandurrias y Chenen y el Destacamento Los Cerros. En este sector, al sudoeste del lago Yehuin, un corrimiento de rumbo NO-SE pone en contacto a las Formaciones Beauvoir y Río Claro. Al norte del lago Hantuk, ya en la región de menor complejidad, otro corrimiento marca el contacto tectónico entre la Formación Río Claro y los "Estratos del Cabo Inés". Una probable estructura distensiva estaría constituida por la falla que marca el curso del río Claro.

A medida que nos acercamos hacia las regiones llanas, el plegamiento se hace mucho más suave, disponiéndose anticlinales y sinclinales que afectan a los "Estratos del Cabo Inés". Finalmente, en la zona adyacente a los cabos Irigoyen, San Pablo e Inés, sobre el litoral atlántico, se encuentra el antepaís no deformado, hallándose esta unidad en disposición horizontal.

Evolución geológica del área

En este punto se efectuará una síntesis de los principales episodios acaecidos en el sur del continente americano en relación con la evolución de las cuencas mesozoicas y terciarias, ubicando en este contexto a los elementos geológicos del área estudiada.

El basamento de la cuenca marginal del Beagle está representado en la cordillera Fueguina por las Metamorfitas Lapataia, de edad probablemente paleozoica, las cuales presentan varias fases de deformación sobreimpuestas con diferente orientación (Bruhn 1979; Caminos 1980; Caminos *et al.* 1981).

Durante el Jurásico Medio a Tardío, el Gondwana fue afectado por un régimen traccional que provocó movimientos extensionales, originándose la efusión de tobas y lavas ácidas que cubrieron la mayor parte del basamento siálico (Caminos *et al.* 1981; Ramos *et al.* 1986). Estas vulcanitas y piroclastitas comprenden las Formaciones Alvear y Lemaire, el Complejo El Quemado y la Serie Tobífera (Caminos 1980;

Biddle *et al.* 1986), que caracterizan según Caminos *et al.* (1981) una "etapa de prerift". En el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, la cuenca entró en una "etapa de synrift", depositándose cuñas clásticas continentales en grábenes y semigrábenes (Caminos *et al.* 1981; Biddle *et al.* 1986). Paralelamente se implantó en el sector austral un arco magmático islándico calcoalcalino, relacionado con una zona de subducción (Dalziel *et al.* 1974; Suárez y Pettigrew 1976; Suárez 1976). Las raíces de este arco estarían representadas por los gneises graníticos aflorantes en la isla Hornos (Suárez y Pettigrew 1976), mientras que los niveles más superficiales se corresponderían con las vulcanitas andesíticas y riolíticas ubicadas en la península Hardy, norte de la isla Wollaston y las islas Barnevelt, entre otros lugares (Dalziel *et al.* 1974; Suárez y Pettigrew 1976; Suárez 1976; Ramos *et al.* 1986). Como consecuencia del régimen traccional imperante, se produjo la apertura de la cuenca marginal de trasarco del Beagle (Dalziel *et al.* 1974; Suárez y Pettigrew 1976), originándose la efusión de lavas básicas que habrían formado el piso de dicha cuenca.

Ramos *et al.* (1986) señalaron el carácter bipolar de la cuenca, presentándose un aporte desde el sur por medio de flujos turbidíticos volcanoclásticos (Suárez y Pettigrew 1976; Suárez 1976; Suárez *et al.* 1985) y desde el norte, mediante corrientes de turbidez que muestran un aporte proveniente de las rocas ácidas de la Formación Lemaire (Caminos *et al.* 1981). Estas sedimentitas están representadas por las Formaciones Yahgan y Cumberland Bay, esta última en las islas Georgias del Sur. Hacia el norte, se desarrolló un ambiente de plataforma caracterizado por la Formación Springhill, culminando este ciclo en el Aptiano, con la depositación de los sedimentos que posteriormente conformaron los "Estratos del Hito XIX", los cuales representarían la colmatación de la cuenca (Camacho 1967). La Formación Beauvoir probablemente registraría parte de este ciclo sedimentario.

Aproximadamente en el límite Cretácico inferior-tardío, se produjo el cierre de la cuenca marginal en forma coincidente con la Fase Patagónica Principal debido a un desplazamiento del arco hacia el norte (Caminos 1980; Caminos *et al.* 1981; Ramos *et al.* 1986). Este hecho generó movimientos compresivos que provocaron un importante acortamiento, estructurándose la Cordillera Fueguina. Mientras durante el lapso Jurásico medio - Cretácico temprano habían predominado en la cuenca los movimientos distensivos, originándose una subsidencia termocontrolada; en el período Cretácico tardío - Terciario, los esfuerzos fueron compresivos y la subsidencia estuvo regulada por la carga de la fase plegada y corrida (Biddle *et al.* 1986; Ramos *et al.* 1986). Bajo

estas condiciones tuvo lugar el ciclo sedimentario que originó primero los depósitos que conforman en el litoral atlántico las Formaciones Policarpo y Leticia (Camino 1980). De este modo, se fueron desarrollando en el tiempo sucesivas cuencas de antefosa que migraron en dirección N-NE como respuesta a la subsidencia por carga tectónica provocada por el avance de la faja plegada y corrida.

En el límite Cretácico - Terciario, tuvo lugar un nuevo ascenso orogénico que según Camino (1980), probablemente coincidiría con la Fase Larámica, siendo plegadas y corridas las sedimentitas cretácicas. Como consecuencia de este levantamiento, se produjo la migración hacia el norte del eje de depositación, formándose una cuenca de antefosa. El depocentro de la sedimentación terciaria inferior se estableció en las actuales estribaciones septentrionales de la cordillera. Este ciclo estaría representado por las Formaciones Río Claro y La Despedida, y probablemente por la Formación Río Bueno en la costa atlántica.

Aproximadamente durante el Eoceno Tardío se habrían producido movimientos que ascendieron nuevamente el área y que se correlacionarían con la Fase Incaica. Estos movimientos fueron responsables del plegamiento y fallamiento que afectó a las sedimentitas eoterciarias aflorantes en el área de la sierra de las Pinturas y provocaron un nuevo ascenso de los Andes Patagónico-Fueguinos. En una nueva cuenca de antefosa, ubicada hacia el noreste, y como consecuencia de una transgresión proveniente del océano Atlántico, se depositaron los sedimentos clásticos asignados en este estudio a los "Estratos del Cabo Inés". Estos estratos fueron afectados por las fases finales de la orogenia andina en forma parcial, encontrándose pliegues suaves en los sectores adyacentes a las estribaciones cordilleranas y un antepaís no deformado sobre la costa. Los últimos ascensos habrían sido acompañados por fallamiento de alto ángulo (Camino 1980).

Conclusiones

Se sugiere una posible superposición parcial entre la Formación Beauvoir (Camacho 1948, 1967) y la Formación Río Claro (De Ferrariis en Fossa Mancini *et al.* 1938). Asimismo, se considera la posibilidad (planteada por Codignotto y Malumián 1981) que la Formación Río Claro de De Ferrariis no sea la misma que la homónima de Camacho (1948, 1967). Al respecto, se aconseja el empleo de las Formaciones Beauvoir y Río Claro *sensu* Camacho (1967).

Se desaconseja la utilización del término "Estratos

del Cerro Kahshem" (Petersen 1948) para las sedimentitas aflorantes en el sector homónimo, incluyendo a las mismas en la Formación Río Claro.

De acuerdo a los estudios paleontológicos efectuados, se reúnen nuevas evidencias en favor de una probable edad paleocena para la Formación Río Claro. Asimismo, se señala por primera vez la presencia de palinomorfos y megaflores en dicha unidad.

Se desaconseja el empleo de la Formación Aurelia (Yrigoyen 1962) cuyos límites resultan imprecisos, y se enfatiza la necesidad de abandonar los términos derivados del "Magallaniano".

Se define de modo informal la unidad "Estratos del Cabo Inés", de probable edad eocena tardía - oligocena, que aflora sobre la costa atlántica desde el cabo homónimo hasta el cabo Irigoyen y en afloramientos aislados en el interior de la isla.

Se señala la presencia de una zona de intensa deformación (faja plegada y corrida) en la Cordillera Fueguina y sus estribaciones con un estilo estructural de pliegues, corrimientos y bajocorrimientos; mientras que hacia el noreste va disminuyendo la intensidad de la deformación, hasta llegar al antepaís no deformado sobre la costa.

Se ubica tentativamente a la Formación La Despedida como integrante del mismo ciclo que originó a la Formación Río Claro, representando ambas los depósitos producidos a partir de una transgresión que invadió la cuenca de antefosa durante el Terciario temprano. Evidencias sedimentológicas y paleontológicas en la Formación Río Claro sugerirían una ligera profundización hacia el oeste.

Se enfatiza la importancia de la Fase Incaica, que estructuró las estribaciones de la cordillera y produjo la migración de la cuenca de antefosa hacia el noreste.

Se interpreta a los "Estratos del Cabo Inés" como originados por una transgresión proveniente del noreste, que ocupó el norte de la isla con posterioridad a la Fase Incaica, desarrollándose una serie de ambientes marginales hacia el sudoeste y ambientes marinos muy someros hacia el noreste.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Roberto Camino y a un árbitro anónimo por la lectura crítica del manuscrito, y a Victor Ramos por las sugerencias e ideas brindadas con respecto a aspectos stratigráficos y estructurales del área. Se agradece también en forma muy particular a Daniel Acevedo por la bibliografía facilitada, sus comentarios sobre la geología de la región y su colaboración en

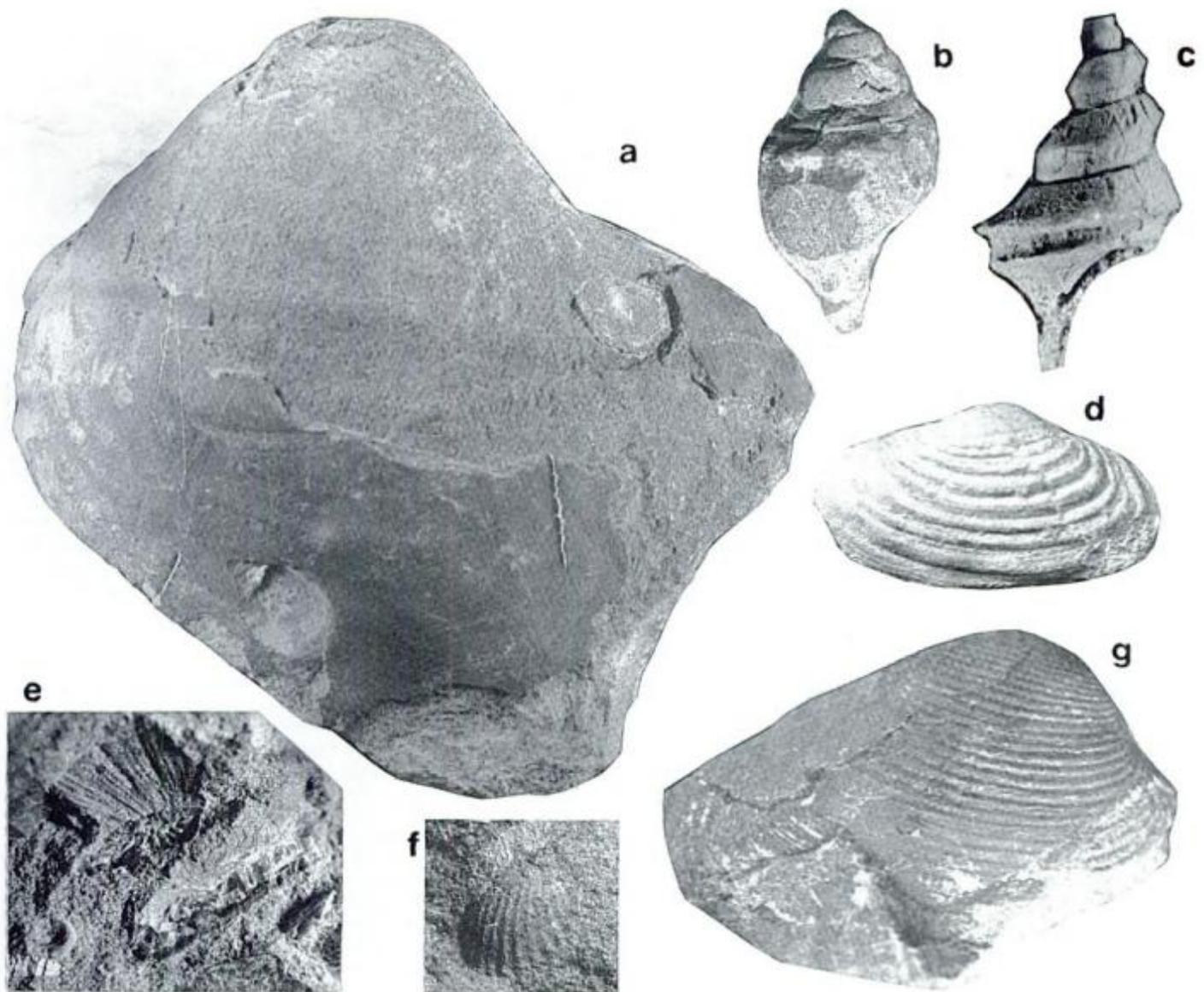


Figura 3: a. *Lahillia* sp. X 1, CPBA n° 15635. b. *Antarctodarwinella* ? sp. X 1,7, CPBA n° 15639. c. *Aporrhais asturianaensis* Buatois y Camacho sp. nov. X 3,5, CPBA n° 15641. d. *Panopea arroyoensis* Buatois y Camacho sp. nov. X 1,8, CPBA n° 15634. e. *Caryophylliinae* ? indet. X 1,5, CPBA n° 15633. f. *Venericardia* sp. X 3, CPBA n° 15637. g. *Crassatellites* sp. X 2, CPBA n° 15636.

las tareas de campo, conjuntamente con Andrea Concheyro y Claudio Cotto. Asimismo expresamos nuestro reconocimiento a Carlos Azcuy por sus comentarios sobre los restos de flora hallados, a Susana Palamarczuk por el estudio de los dinoflagelados, a María Gabriela Mángano por sus sugerencias con respecto a la evolución geológica del área, a Mónica Longobucco por las fotografías del material y a Guillermo Hornfeltz por el procesamiento de las muestras para palinología. El Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO) y el Centro

Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) brindaron apoyo logístico de fundamental importancia. La Universidad de Buenos Aires otorgó una Beca de Investigación a uno de los autores (LAB), facilitando el desarrollo del trabajo. Las investigaciones detalladas en esta contribución forman parte del PID de CONICET Nro 3034600/85. Los autores desean dedicar este trabajo a la memoria de Oscar Rubin, gran compañero e integrante del equipo de investigación en Patagonia, cuya promisoría carrera quedó desafortunadamente truncada por su sorpresiva muerte.

APENDICE

Descripciones paleontológicas

Phylum Cnidaria Hatschek 1888
Clase Anthozoa Ehrenberg 1834
Orden Scleractinia Bourne 1900
Familia Caryophylliidae Gray 1847
Subfamilia Caryophylliinae Gray 1847

Caryophylliinae? indet.
(Fig. 3 e)

Descripción. Coralio corto, turbinado, parte basal de tamaño mediano. La sección cortada transversalmente al eje longitudinal presenta un contorno elíptico. Individuos aparentemente solitarios de aspecto turriforme. Exteriormente se observa una pared con fuertes costillas (cuyo número total no puede determinarse), entre las que se intercalan otras tres más delgadas. En sección transversal cortada cerca de la base se observa un ciclo de gruesos tabiques que posiblemente, coincidan con las costillas gruesas externas. El estado precario del material no permite apreciar si existen otros ciclos secundarios. En la parte central parecen conservarse restos de una columna.

Dimensiones. Altura del coralio, 10 mm; diámetro transversal mayor, 9 mm; diámetro transversal menor, 2 mm.

Material. Varios ejemplares incompletos. CPBA (Colección Paleontológica, Cátedra de paleontología, Universidad de Buenos Aires) n° 15633.

Localidad. Estancia Arroyo.

Posición estratigráfica y edad. Formación Río Claro, Paleoceno.

Discusión. El mal estado de conservación de los ejemplares impide ubicar esta especie con mayor precisión sistemática. No obstante, se aprecian similitudes con individuos asignados al género *Trochocyathus*, descritos por Nomland (1916) para el Cretácico y Terciario de California y Oregon.

Phylum Mollusca Cuvier 1795
Clase Bivalvia Linneo 1758
Subclase Heterodonta Neumayr 1884
Orden Myoida Stoliczka 1870
Suborden Myina Stoliczka 1870
Superfamilia Hiatellacea Gray 1824
Familia Hiatellidae Gray 1824
Género *Panopea* Ménard 1807

Panopea arroyoensis Buatois y Camacho sp. nov.

(Fig. 3 d)

Diagnosis. *Panopea* pequeña, con umbón subcentral y extremidades acuminadas.

Descripción. Conchilla pequeña, de contorno ovalado y algo inequilateral. Extremidades anterior y posterior redondeadas. Margen dorsal levemente convexo. Umbón subcentral, redondeado y poco prominente. Margen ventral convexo. Superficie de la conchilla con gruesos pliegues concéntricos y redondeados.

Dimensiones (holotipo). Longitud, 30 mm; altura, 18 mm; espesor, 10 mm.

Derivatio nominis. Denominada así por su procedencia: Estancia Arroyo.

Material. Varios ejemplares completos e incompletos con las valvas articuladas. CPBA n° 15634.

Localidad. Estancia Arroyo.

Posición estratigráfica y edad. Formación Río Claro, Paleoceno.

Discusión. Nuestra especie tiene grandes similitudes con *Panopea patagonica* Feruglio de la Formación Salamanca (Daniano), de la Punta Matalinares (Golfo San Jorge) pero esta última presenta un contorno más ovalado. De *Panopea fueguensis* Camacho 1957, procedente de la misma localidad, se diferencia por su contorno más ovalado y alargado.

Orden Veneroidea Adams y Adams 1856
Superfamilia Cardiacea Lamarck 1809
Familia Lahilliidae Finlay y Marwick 1937
Género *Lahillia* Cossmann 1899

Lahillia sp.
(Fig. 3 a)

Descripción. Conchilla de tamaño grande e inequilateral. Extremidad anterior corta y ligeramente truncada, mientras que la posterior habría sido alargada. Márgenes dorsal y ventral convexos. Umbón ligeramente prominente. Superficie de la conchilla con líneas de crecimiento que sólo pueden observarse muy parcialmente debido al mal estado de conservación del material.

Dimensiones (incompletas). Longitud, 125 mm; altura, 115 mm.
Material. Molde interno de una valva izquierda en precarias condiciones de preservación. CPBA n° 15635.

Localidad. Estancia Arroyo.

Posición estratigráfica y edad. Formación Río Claro, Paleoceno.

Discusión. De las 7 especies o variedades de *Lahillia* descritas de Patagonia, 4 corresponden al Cretácico superior (*L. luisa* Wilckens, *L. luisa* var. *gigantea* Feruglio, *L. tetrica* Feruglio, *L. veneriformis* Hupé), mientras que las 3 restantes son del Terciario (*L. angulata* Philippi, *L. angulata* var. *patagonica* Ihering, *L. orbicularis* Philippi). Nuestro ejemplar, al igual que las formas terciarias, se diferencia marcadamente de las cretácicas, por su tamaño mucho mayor. Entre las terciarias, *L. angulata* Philippi tiene un contorno más redondeado, casi equilateral, y su umbón es prominente y anterior pero *L. angulata* var. *patagonica* Ihering es muy similar a la especie de la Estancia Arroyo aunque el estado incompleto de este último material impide una identificación más exacta.

Superfamilia Crassatelloidea Férussac, 1822
Familia Crassatellidae Férussac, 1822
Subfamilia Crassatellinae Férussac, 1822
Género *Crassatellites* Krueger, 1823

Crassatellites sp.
(Fig. 3 g)

Descripción. Conchilla de tamaño mediano, ligeramente convexa y gruesa. Extremidad anterior aparentemente redondeada, mientras que la posterior tiende a ser acuminada. Margen dorsal posterior oblicuo, casi rectilíneo, formando un ángulo agudo con el margen posterior. Margen dorsal anterior cóncavo, limitando un área lunular amplia y extendida. Margen ventral no visible, aparentemente curvado. Umbón prominente, situado alrededor de 1/3 de la longitud. Superficie de la conchilla recorrida por surcos concéntricos y numerosos. Una carena poco marcada desciende desde el umbón hacia el margen posterior.

Dimensiones (incompletas). Longitud, 35 mm; altura, 18 mm.

Material. Una valva derecha incompleta. CPBA n° 15636.

Localidad. Estancia Arroyo.

Posición estratigráfica y edad. Formación Río Claro, Paleoceno.

Discusión. Esta especie se distingue de *Crassatellites longior* Ihering pues esta última es de mayor tamaño y tiene el umbón más desplazado hacia la parte central; *Crassatellites kokeni* Ihering, del Cabo Tres Puntas (Golfo San Jorge), Formación San Julián (Eoceno) se le aproxima más aunque es menos rostrada y tiene menor número de surcos; *Crassatellites iheringi* Camacho, de la misma localidad, es una forma más alargada.

Familia Carditidae Fleming 1828
Subfamilia Venericardiinae Chavan 1969
Género *Venericardia* Lamarck 1801

Venericardia sp.
(Fig. 3 f)

Descripción. Conchilla de pequeño tamaño. Superficie con aproximadamente 10 costillas simples separadas por interespacios aparentemente del mismo grosor.

Dimensiones (incompletas). Longitud, 6 mm; altura, 7 mm.

Material. Moldes internos incompletos de ejemplares pequeños. CPBA n° 15637.

Localidad. Estancia Arroyo.

Posición estratigráfica y edad. Formación Río Claro, Paleoceno.

Discusión. El mal estado de conservación de los ejemplares impide efectuar comparaciones con otras especies conocidas, si bien en su aspecto general recuerda a *Venericardia volckmanni* Phil. y *V. sulcolunularis* Ih., especie del Terciario inferior de Chile y Argentina, respectivamente, las que tendría mayor número de costillas.

Clase Gastropoda Cuvier 1797
Subclase Mesogastropoda Thiele 1927
Familia Aporrhaidae Mörch 1852
Género *Aporrhais* da Costa 1778

Aporrhais asturianaensis Buatois y Camacho sp. nov.

(Fig. 3 c)

Diagnosis. Aporrhaidae con la última vuelta recorrida por dos carenas filosas y muy salientes.

Descripción. Conchilla fusiforme, lisa, con vueltas carenadas; la última vuelta, bicarenada. Espira aparentemente compuesta por 5 vueltas separadas por suturas ligeramente inclinadas. Contorno de las vueltas, convexo y anguloso en su parte media. Última vuelta recorrida por dos carenas espirales muy agudas y salientes separadas por un espacio bastante profundo.

Dimensiones (Holotipo). Altura de la conchilla, 22 mm; altura de la espira, 12 mm; ancho de la base de la espira, 6 mm; altura de la última vuelta de la espira, 4 mm; altura de la última vuelta, 10 mm; ancho de la última vuelta, 11 mm.

Derivatio nominis. Denominada así por su lugar de procedencia: Estancia La Asturiana.

Material. Un ejemplar incompleto. CPBA n° 15641.

Localidad. Estancia La Asturiana.

Posición estratigráfica y edad. "Estratos del Cabo Inés", post-Eoceno Medio (o Superior?).

Discusión. *Aporrhais asturianaensis* sp. nov. se asemeja mucho a *A. santacruzensis* Ih. de la Formación Monte León (Oligoceno), de la desembocadura del río Santa Cruz pero difiere de esta especie principalmente, por el carácter más agudo y saliente de las carenas.

Familia Struthiolariidae Marwick, 1924
Subfamilia Struthiolarellinae Zinsmeister y Camacho, 1980
Género *Antarctodarwinella* Zinsmeister, 1976

***Antarctodarwinella* ? sp.**

(Fig. 3 b)

Descripción. Espira relativamente baja, compuesta por lo menos de 3 vueltas y una última vuelta de altura similar a la de la espira, con restos de estrías espirales, numerosas y uniformes. En la parte superior de la última vuelta se conservan dos pequeños tubérculos puntiagudos.

Dimensiones. Altura del molde interno, 27 mm; altura de la espira, 10 mm; ancho de la base de la base de la espira, 10 mm; altura de la última vuelta, 17 mm; ancho de la última vuelta, 15 mm.

Material. Un molde interno deficientemente conservado. CPBA n° 15639.

Localidad. Estancia Arroyo.

Posición estratigráfica y edad. Formación Río Chico, Paleoceno.

Discusión. Si bien la conservación del material es muy deficiente, su contorno y los escasos restos de ornamentación permitirían establecer que se trata de un Struthiolariidae. La uniformidad de las estrías espirales en la última vuelta la acercaría al género *Antarctodarwinella*, característico del Terciario inferior de Antártida y Patagonia.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arbe, H.A., 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuenca Sedimentarias Argentinas, pp. 419-442. Serie de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, 6.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. En: Foreland Basins Symposium, pp. 41-61. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 8. Oxford.
- Bonarelli, G., 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. Anales del Ministerio de Agricultura (Argentina), Sección Geología, 12(3): 1-39.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina, Dirección Nacional de Geología y Minería (Argentina), Anales, 14: 1-188.
- Borrello, A.V., 1972. Cordillera Fueguina. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 740-753. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Bruhn, R.L., 1979. Rock structures formed during backarc deformation in the Andes of Tierra del Fuego. Geological Society of America, Bulletin, 90: 998-1012.
- Buatois, L.A., 1987. Estratigrafía de la región nororiental del Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 106 p. (Inédito).
- Buatois, L.A., 1989. Una asociación de *Skolithos* y *Palaeophycus* de la Formación Río Claro, Terciario inferior de Tierra del Fuego, República Argentina. Ameghiniana, 26: 27-32.
- Camacho, H.H., 1948. Geología de la cuenca del Lago Fagnano o Cami. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, N° 543, 66 p. (Inédito).
- Camacho, H.H., 1957. Descripción de una fauna marina paleocena procedente de Tierra del Fuego (Argentina). Ameghiniana, 1(1-2): 96-100.
- Camacho, H.H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(4): 252-280.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 1463-1501. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R. y Nullo, F.E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 67e, Isla de los Estados. Boletín de la Secretaría de Estado de Minería, 175:1-52. Buenos Aires.
- Caminos, R., Haller, M., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R. y Ramos, V., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. Actas 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), 3: 759-786. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36(1): 44-88.
- Dalziel, I., De Wit, M.J. y Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the Southern Andes. Nature, 250: 291-294.
- Darwin, C., 1846. Geological observations in South America. D. Appleton & Co., 648 p., Londres.
- Doello Jurado, M., 1922. Note préliminaire sur les résultats géologiques de l'expédition de l'Université de Buenos Aires a la Terre du Feu (1921). Comptes Rendus, 13eme Session Congrès Géologique International (Belgique), pp. 1519-1520.
- Feruglio, E., 1936. Palaeontographia Patagonica. Memorie dell'Istituto Geologico della Università di Padova, 11: 462p. Padova.

- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J.C., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(17): 31-95.
- Furque, G. y Camacho, H.H., 1949. El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4: 263-297.
- Gagnolatti, M., Covellone, G., Erlicher, J. y Fantin, F., 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del río Grande = cuenca Austral = Tierra del Fuego, Argentina. *Actas, 10º Congreso Geológico Argentino*, 1: 149-152. Tucumán.
- Harrington, H.J., 1943. Observaciones geológicas en la Isla de los Estados. *Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Geología*, 41: 29-52.
- Katz, H.R., 1964. Some new concepts in geosynclinal development and mountain building in the southern end of South America. *22nd International Geological Congress*, 4: 241-255. New Delhi.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4(2): 1-231. Helsinki.
- Malumián, N., 1988. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte I: Textulariina y Miliolina. *Ameghiniana*, 25: 341-356.
- Malumián, N., 1990. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte II: Nodosariacea, Buliminacea, Elphidiidae y Rotálidos tuberculados. *Ameghiniana*, 27: 343-363.
- Malumián, N. y Caramés, A.A., 1989. Foraminíferos uniloculares de ornamentación no reticulada (Eoceno-Oligoceno), Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana*, 26: 103-137.
- Methol, E.J. y Camacho, H.H., 1951. Informe geológico preliminar de las hojas 66a y 66b (Sierra de Inju-gooiyin y Lago Yehuin). Informe Dirección General de Industria Minera (Argentina), 15 p., Buenos Aires (Inédito).
- Nomland, J.O., 1916. Corals from the Cretaceous and Tertiary of California and Oregon. *University of California Publications, Bulletin of the Department of Geology*, 9(5): 59-76. California.
- Ramos, V.A., Haller, M.J. y Butron, F., 1986. Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt, Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41:137-154.
- Suárez, M., 1976. Plate tectonic model for southern Antarctica Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology*, 4:211-214.
- Suárez, M. y Pettigrew, T.H., 1976. An upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113:305-326.
- Suárez, M., Puig, A. y Hervé, M., 1985. Depósitos de un abanico submarino de trasarco del mesozoico superior: Formación Yahgan, Isla Hoste y Navarino. *IV Congreso Geológico Chileno*, Actas, 1:534-545. Antofagasta.
- Yrigoyen, M., 1962. Evolución de la explotación petrolera en Tierra del Fuego. *Petrotecnia*, 4: 31-38.
- Zinsmeister, W.J. y Camacho, H.H., 1980. Late Eocene Struthiolariidae (Mollusca: Gastropoda) from Seymour island, Antarctic Peninsula and their significance to the biogeography of early Tertiary shallow water faunas of the southern hemisphere. *Journal of Paleontology*, 54(1): 1-14.

Recibido: 21 de abril, 1989

Aceptado: 23 de marzo, 1993

Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno

Jorge O. CODIGNOTTO^{1,2}, Roberto R. KOKOT^{1,2} y Silvia C. MARCOMINI¹

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

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Vertical and horizontal Holocene displacements of the Argentine coastline.* Erosional and accretional forms represent horizontal displacements of the coast. They can be grouped in two main sectors. One of them located south of 39° S where erosional areas dominate. At Magallanes strait, coastal retreats of about 60 km, an estimated area of 500 km² were registered. Accretional processes prevail to the north, with a maximum accretion of 60 km representing an area of 4.000 km² for the last 7.000 years. Approximately at 39° S an important variation in tidal regime and amplitude is observed. This latitude is the boundary between accretional and erosional areas. Two main directions of littoral drift are recognized along the coast limited by 42° S, although local circulation cells were observed. The minimum uplift rate is clearly associated with basin areas, maximum uplifting rates correspond to interbasin zones. Fluvial deflections and capture phenomena in response to the uplift velocities involved are expected.

Introducción

Feruglio (1950) fue el primero en integrar con un enfoque global, aunque no tridimensional, los niveles marinos de la Patagonia estableciendo relaciones estratigráficas y un concepto claro de las variaciones ocurridas durante el Cuaternario. Codignotto (1983, 1990) propone isocronas a lo largo del litoral marítimo, con datos elaborados sobre la base de C¹⁴, rangos de edades holocenas entre 7.500 años AP y el presente; también relaciona geográficamente las oscilaciones del nivel del mar y las glaciaciones en la zona austral de Santa Cruz y Tierra del Fuego.

Codignotto *et al.* (1988a, 1990a, 1992) determinan, utilizando edades C¹⁴, la evolución de la línea de costa del golfo San Jorge entre Cabo Blanco y Puerto Deseado. Establecen un modelo evolutivo de las variaciones verticales relativas de la línea de costa durante el Holoceno y desarrollan una nueva técnica que relaciona altimetrías, edades C¹⁴ y ubicación geográfica, determinando el factor neotectónico a lo largo de la costa.

Marcomini *et al.* (1988) reconocen, para 13 localidades ubicadas entre Tierra del Fuego y Mar Chiquita, parámetros de ascenso diferencial, vinculando edades C¹⁴ con sus respectivas altimetrías.

La costa argentina fue afectada por procesos dinámicos asociados con las olas, corrientes litorales y mareas. La resultante de estos procesos se evidencia mediante fenómenos erosivos y acrecionales caracterizados morfológicamente. La cuantificación de los

mismos para diversas localidades ubicadas a lo largo de casi 4.000 km surge como patrón de los desplazamientos horizontales de la zona de interfase. Asimismo con el objeto de evaluar los factores neotectónicos, fue necesario considerar una tercera dimensión en el desarrollo de la idea. De este modo se presenta un modelo tridimensional en el que se incorporan las variaciones morfoodinámicas en relación con los factores neotectónicos y eustáticos del Holoceno marino en el litoral argentino.

En este estudio se consideraron sólo los desplazamientos verticales y horizontales registrados en niveles superiores al actual nivel del mar.

Area de estudio

El área de estudio corresponde al sector costanero de la República Argentina comprendido entre las localidades de Gualeguay (Entre Ríos), en el norte, hasta Punta María (Tierra del Fuego), en el sur (Fig.1).

Esta faja costanera corresponde a una costa de margen pasivo, con una extensa plataforma continental, lo que supondría cierta estabilidad tectónica. Estas características, sumadas al rumbo meridiano que presenta la línea de costa, hacen de ella un laboratorio ideal para el estudio de las variaciones del nivel del mar en este sector del Hemisferio Sur.

En la costa actual pueden diferenciarse dos sectores: un sector norte desarrollado sobre sedimentitas del Pleistoceno - Holoceno; caracterizado por costas

de acumulación en las que se localizan playas de gran desarrollo constituidas casi exclusivamente por sedimentos arenosos, terrígenos y biogénicos.

El sector sur, se emplaza sobre asociaciones volcánicas jurásicas y sedimentitas terciarias y

cuaternarias. El extremo austral de este sector se desarrolla sobre depósitos de drift glaciario pleistoceno. En líneas generales, estas últimas son costas erosivas, con desarrollo de acantilados activos de hasta 70 m de altura en Tierra del Fuego y 45 m en Santa Cruz.

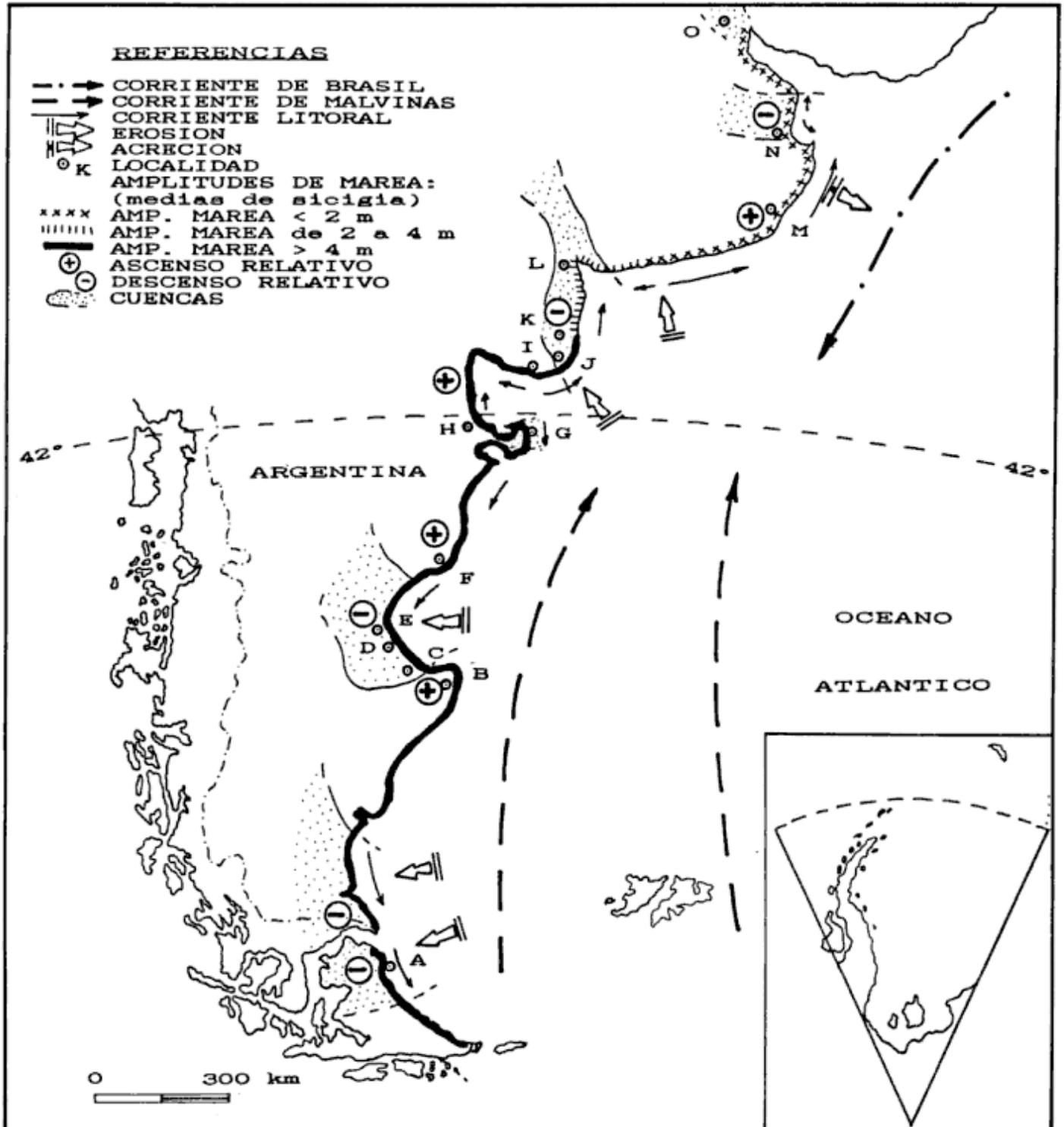


Figura 1: Modelo costanero argentino. Flujos de corrientes costeras y oceánicas, ascenso continental relativo y zonas de mayor acreción y erosión durante el Holoceno. Amplitudes de marea.

Entre las formas de acumulación marina menos frecuentes, abundan las playas de grava, ocasionalmente arenosas.

Las variaciones del nivel del mar del Holoceno se evidencian como terrazas de acumulación marina con altitudes que por lo general no superan los 12 m s.n.m. Estos niveles presentan mayor extensión areal al norte del río Colorado.

Metodología

En este modelo se integran espacialmente los desplazamientos de la línea de costa de manera tal que cualquier movimiento de la misma puede ser descompuesto en vectores según ejes X, Y, Z. Siendo Z el desplazamiento vertical de la línea de costa reflejado por movimientos tectónicos, eustáticos, hidroisostáticos y glacioisostáticos; X involucra los movimientos a lo largo de la costa (deriva litoral) e Y muestra el avance o retroceso horizontal de la línea de costa (acreción-erosión, transgresión-regresión).

Para la evaluación y cuantificación de estos parámetros, se los trató en forma aislada. Se realizó una recopilación de trabajos iniciados a partir de la década del 70 que comenzaran con la publicación de las primeras edades de afloramientos sobre la base del C¹⁴ (Albero *et al.* 1980, Codignotto y Beros 1987 y Marcomini *et al.* 1988). Se consideraron muestras de 15 localidades (A a O, Fig.1), con valores altimétricos y coordenadas para su localización. Estos datos se emplearon para la evaluación de los desplazamientos verticales y fueron procesados para obtener dos tipos de curvas, a saber: gráfico de barras que evidencia el ascenso por localidad y curva de velocidad de ascenso por aproximación a una función cúbica (Codignotto *et al.* 1992).

La evaluación de los parámetros en el plano horizontal (X, Y) se realizó por estudios geomorfológicos y sobre la base de información bibliográfica preexistente.

A continuación se expone un listado de los trabajos considerados en las distintas localidades:

- A - Tierra del Fuego Norte: Codignotto (1979, 1983, 1984, 1987), Codignotto y Malumián (1981), Kokot *et al.* (1988)
- B - Santa Cruz. Puertos Mazarredo - Pajarito: Codignotto (1982, 1983, 1987), Codignotto *et al.* (1987, 1988a).
- C - Santa Cruz. Bahía Lángara: Codignotto (1982, 1983, 1987).
- D - Santa Cruz. Caleta Olivia: Codignotto (1982, 1983).
- E - Chubut. Bahía Solano: Codignotto *et al.* (1990b).
- F - Chubut. Bahías Bustamante - Camarones: Codignotto (1983, 1987), Codignotto *et al.* (1988a), Cionchi (1987).
- G - Chubut. Caleta Valdés: Codignotto (1983, 1987), Codignotto y Kokot (1988), Codignotto y Declich (1990), Kokot *et al.* (1988).

H - Chubut. Puerto Lobos: Bayarsky y Codignotto (1982), Codignotto y Beros (1987) y Codignotto (1987).

I - Buenos Aires. Boca del río Negro: Codignotto *et al.* (1990a).

J - Buenos Aires. Bahía San Blas: Trebino (1987) y Codignotto (1987).

K - Buenos Aires. Río Colorado: Codignotto y Weiler (1980), Armella (1980), Guida (1980), Weiler (1983, 1988), González y Weiler (1983).

L - Buenos Aires. Bahía Blanca: Gonzalez *et al.* (1982, 1983a, 1983b), González y Weiler (1983), Farinati (1984), y González (1989).

M - Buenos Aires. Mar Chiquita: Fasano *et al.* (1983, 1987), Huarte *et al.* (1983).

N - Buenos Aires. Bahía Samborombón: Fildalga *et al.* (1981), Figini *et al.* (1984), Gómez *et al.* (1988) y Codignotto *et al.* (1990a).

O - Entre Ríos. Gualeguay: Albero y Angiolini (1983, 1985), Guida y González (1984).

Desplazamiento vertical

La variación vertical relativa del nivel del mar durante el Holoceno refleja principalmente tres factores:

1 - Eustático, representado por un cambio en el volumen del océano.

2 - Hidroisostático, ajuste isostático de la corteza por cambios en el nivel del mar.

3 - Tectónico local, producto del neotectonismo que afecta a los sectores costaneros.

Clark y Bloom (1979) sugieren que el efecto hidroisostático habría alcanzado 1m en el nivel del mar relativo, desde 5.000 años AP, a lo largo de la costa chilena. Clark *et al.* (1978) y Clark y Lingle (1979) sostienen que se deberían experimentar historias hidro-isostáticas similares a las de la costa chilena, en las costas tectónicamente estables del Hemisferio Sur. Parece posible asumir, por correlación con otros modelos de costas del Hemisferio Sur (Isla 1989), que la variación en el nivel del mar debida a las componentes eustáticas e hidro-isostáticas no habría superado los 3 m para la costa argentina.

En el desplazamiento vertical de la línea de costa del Holoceno se consideran tanto los efectos eustáticos como los movimientos relacionados a un ascenso continental relativo.

Se estimó que el máximo transgresivo ocurrió hace aproximadamente 7.000 años en la costa de Argentina y los depósitos más antiguos se encuentran a cotas que varían entre 5 m (costa bonaerense) y 12 m (costa patagónica). Si se asume un ascenso de 3 m (incluyendo los componentes eustáticos e hidro-isostáticos) desde el Holoceno medio, un mínimo de 2 m de ascenso tectónico habría ocurrido desde la deposición de los sedimentos marinos correspondientes a las terrazas formadas entre los 6.500 y 7.000 años AP.

Considerando los niveles de terraza de acreción marina acotados y sus respectivas edades obtenidas por el método C^{14} se calcularon los siguientes parámetros:

- *Tendencias locales*: Las tendencias se obtuvieron mediante una aproximación lineal de los datos de altura-tiempo a partir de datos altimétricos y edades C^{14} para 15 localidades (Codignotto *et al.* 1992).

Se empleó la aproximación a una tendencia lineal como una primera medida razonable para comparar distintas localidades distribuidas a lo largo de más de 3.500 km de costa.

En la figura 2A se esquematizan en un diagrama de barras las tendencias locales a lo largo de la costa para cada una de las localidades estudiadas. Las velocidades de ascenso regional relativo obtenidas presentan valores que varían entre 0,12 m cada 1.000 años y 1,63 m cada 1.000 años para el Holoceno.

- *Velocidades de ascenso relativo*: Se representaron los valores de velocidad de ascenso relativo en función de la latitud. Los puntos se aproximaron a una función cúbica en la que se visualizan máximos y mínimos. Los mínimos de la curva coinciden con el ámbito de las cuencas de Valdés, Colorado y Salado. Los extremos señalan las cuencas Austral y Chacoparanense, mientras que los máximos son coincidentes con las zonas de intercuenca (Codignotto *et al.* 1992) (Figura 2B).

Si se estima la tendencia de estos mismos valores se distingue que las velocidades de ascenso relativo se incrementan hacia el sur. Esto presenta concordancia con la mayor cercanía entre la Cordillera de Los Andes y la costa Atlántica, lo cual involucra mayor neotectonismo en las localidades australes.

Las variaciones registradas entre las velocidades de ascenso relativo en la costa estudiada, son debidas a componentes tectónicas, ya que la componente eustática se supone constante a lo largo de la costa.

- *Tendencia general*: No es probable que un evento sísmico único sea el responsable del ascenso Holoceno, y por consiguiente no será real que tendencias medias de ascenso persistan durante largo tiempo. La naturaleza episódica del ascenso y los posibles intervalos de recurrencia de los grandes eventos tectónicos sugieren tener cautela en el uso de los datos para evaluar tendencias medias de ascenso. No obstante ello, y mediante la construcción de una recta de ajuste lineal, se calculó la tendencia general para la costa Argentina (Codignotto *et al.* 1992), determinándose un rango de ascenso para el Holoceno de 0,65 m cada 1.000 años.

Desplazamiento horizontal

El desplazamiento territorial horizontal al que aquí se hace mención, no es el derivado de los ascensos y descensos relativos del nivel del mar, sino aquél que deviene de los fenómenos de acumulación clástica (acreción) y los fenómenos de erosión. Ello presupone considerar estos fenómenos durante lapsos de "estabilidad" relativa o aún de pequeñas inestabilidades (variaciones verticales no mayores de 2 m)

Codignotto y Aguirre (1993), señalan que los valores máximos de acreción son del orden de 60 km en 7.000 años en la línea que une las localidades de Conesa y San Clemente del Tuyú, o de 30 km desde la primera localidad al litoral de la Bahía Samborombón. Este sector y el área correspondiente a la laguna de Mar Chiquita involucran un área de acreción del orden de los 4.000 km² (Fig. 1). Asimismo, cabe considerar que en el paleoestuario del Río de la Plata, la superficie acrecionada (100 km detrás del actual frente del delta del Paraná), involucra una superficie de más de 9.000 km², sin tener en cuenta lo obliterado por acción fluvial.

Como contraparte, los valores máximos de erosión se encuentran en el extremo del sur patagónico. Este corresponde al área del sector ubicado entre Río Coig y el sur de Bahía de San Sebastián. Este sector presenta un retroceso estimado del orden de los 20 km (determinados con el método geomorfológico cuantitativo) especialmente en el área de la boca del estrecho de Magallanes (Fig. 1). El área erosionada durante el Holoceno equivale a unos 500 km². En general hacia el norte el fenómeno erosivo se atenúa, con excepciones como las del Golfo San Jorge y el sector ubicado entre la Isla Escondida y playa Santa Isabel, Chubut. En términos generales el sector costanero situado al sur del río Colorado está sometido a fenómenos de erosión generalizada. Sin embargo se observan sectores de acreción relictos del Holoceno tardío.

Dinámica litoral

Mareas

La costa argentina está caracterizada por dos regímenes de mareas: semidiurno con desigualdades diurnas y semidiurno. Las amplitudes medias para mareas de sicigias oscilan entre 0,8 y 9,6 m. En la Fig. 1 se esquematizan las amplitudes de mareas medias para el litoral atlántico argentino. Se delimitan tres rangos de mareas: micromareas (menos de 2 m),

mesomareas (2 a 4 m) y macromareas (más de 4m). Existe un marcado cambio en el régimen y amplitud de mareas en las proximidades del paralelo 39° S (desembocadura del río Colorado), coincidente aproximadamente, con los cambios de magnitud en el fenómeno erosivo. Al norte del mismo predominan las micromareas de régimen semidiurno con desigualdades diurnas, en tanto al sur, las meso y macromareas. En las proximidades de San Blas las mareas no guardan esta característica y se registran micromareas con desigualdades diurnas.

Deriva litoral

A partir de estudios geomorfológicos se determinó que aproximadamente al sur del paralelo 42° S, la corriente de deriva es hacia el sur: caleta Valdés, bahía Engaño, bahía Solano, río Coig, punta Loyola, cabo Vírgenes, San Sebastián, Cabo Domingo (Codignotto 1990; Codignotto y Kokot 1988). Dentro de estos sectores existen otros menores donde la circulación es opuesta, como por ejemplo, el sur de caleta Valdés y dentro de la bahía San Sebastián (Fig.1).

Al norte del paralelo 42° S, la corriente de deriva es hacia el norte (Aguirre y Codignotto 1990, Codignotto y Aguirre 1993, Cangioli 1992), con pequeñas excepciones como en las cercanías de San Antonio Oeste, San Blas - Isla Gamma, rada de Monte Hermoso y en parte de la Bahía Samborombón (Fig.1).

La existencia de estas corrientes encuentra su manifestación geomorfológica en ríos derivados, espigas de barrera, acumulación y erosión producida por estructuras artificiales (espigones y rompeolas) y líneas de paleocosta divergentes.

En el plano horizontal se determinó una componente "X" representada por corrientes de deriva litorales con sentido norte (norte del paralelo 42° S) y sur (sur del paralelo 42° S); y una componente "Y" con valores máximos de acreción, en bahía Samborombón, y con valores mínimos de erosión en la boca del Estrecho de Magallanes.

Resultados y discusión

La terrazas holocenas han experimentado varios metros de ascenso, es decir que la altura actual de las mismas no puede ser explicada como respuesta sólo a factores eustáticos e hidroisostáticos. Las variaciones glacioisostáticas son parcialmente descartadas para el Holoceno debido a que las masas glaciarias que afectaron el sector austral englazado durante el

Pleistoceno han tenido tiempo suficiente para una completa recuperación isostática, en concordancia con los conceptos establecidos por Mörner(1990) y Bujalesky y González Bonorino (1990) para Tierra del Fuego. Por consiguiente queda claro que el ascenso es producto, en mayor parte, del neotectonismo que afecta la costa argentina, especialmente al sur del Río Colorado. Asimismo es importante destacar el papel que juega la reactivación de fallas en zonas de cuencas determinada por la diferencia entre velocidades de ascenso relativo. Martin y Suguío (1989) reconocen un patrón similar para las costa de Brasil demostrando la existencia de playas holocenas ascendidas en respuesta a movimientos tectónicos.

Es de esperar que a lo largo de la costa, especialmente en la zona austral y en relación directa a los contactos laterales de pilas sedimentarias con valores de velocidades de ascenso diferentes, se evidencien

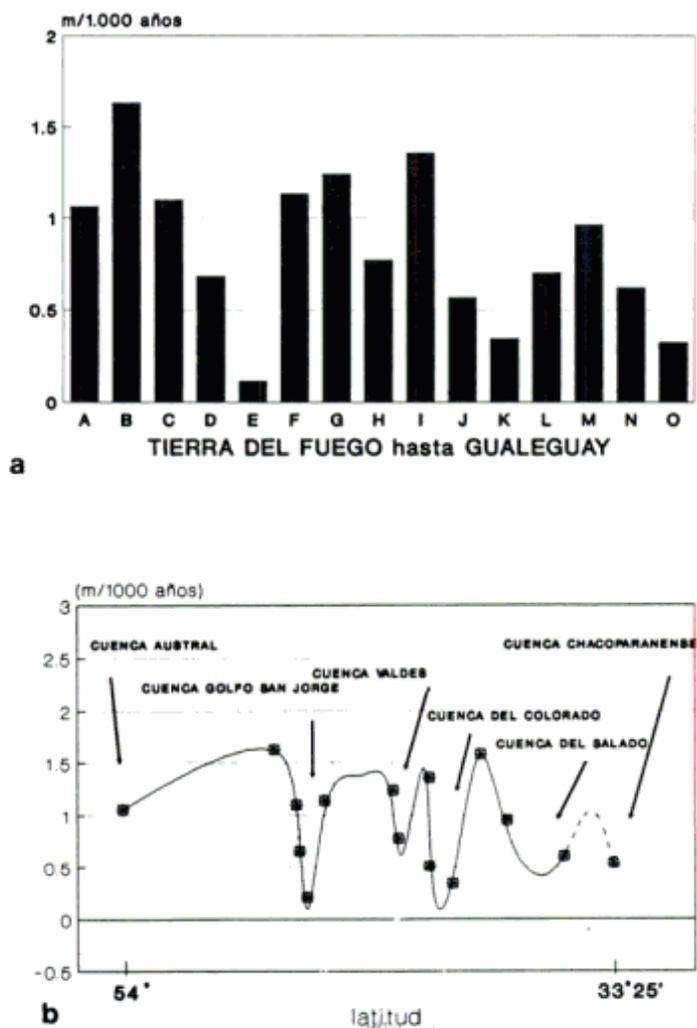


Figura 2: a. Velocidad de ascenso relativo para cada localidad. b. Comportamiento de la velocidad de ascenso local relativo en relación con áreas de cuenca e intercuenca (según Codignotto *et al.* 1992, reproducción autorizada por Journal of Coastal Research).

fenómenos de desvíos y aún capturas fluviales de pequeñas magnitudes dado los valores de ascenso relativos involucrados.

Los resultados obtenidos brindan un patrón evolutivo integrado de nuestras costas, que no se corresponde con los esquemas desarrollados para el Hemisferio Norte, como señalan Suguío *et al.* (1985) para la faja costanera brasileña. Por las razones expuestas quedan comprometidas las telecorrelaciones que se limitan a importar esquemas evolutivos. Al hacerlo dan por probado el concepto de la simetría total (calórica, relación de masas terrestres y ácuas, circulación atmosférica e hidrosféricas). Si bien los grandes pulsos generales de aumentos y disminuciones sucesivas de energía calórica deben afectar a todo el planeta, la incidencia en puntos de lejanía hemisférica y de opuestas relaciones de masa tierra/mar, deberían tener patrones evolutivos diferentes y a la vez complementarios.

En cuanto a la variación longitudinal, González y Weiler (1990) proponen un rango de ascenso diferencial a lo largo de la costa de un grado (en latitud) cada 45 - 50 años.

Suguío *et al.* (1985) y Martín y Suguío (1989), constataron para localidades estudiadas en el litoral brasileño que el máximo transgresivo ocurrió hace 5.100 años a una cota de $4,8 \pm 0,5$ m. Las curvas calculadas por Martín y Suguío (1989) presentan formas comparables a las obtenidas para el litoral argentino y reconocen dos oscilaciones rápidas de 2 a 3 m, las cuales se estiman demasiado grandes para ser glacio-eustáticas. Estas oscilaciones serían equivalentes, aunque de mayor magnitud altimétrica, a las reconocidas por Codignotto *et al.* (1990b) para la localidad de Bahía Solano (Chubut).

Isla *et al.* (1990) estiman una tendencia de ascenso que se aproxima a una curva exponencial para los últimos 400.000 años.

El Holoceno superior de los niveles de Brasil fue explicado en parte por ascenso regional de toda la superficie del geoide con anterioridad a los 5.100 años AP, seguidos por un hundimiento y un desplazamiento hacia el este (Martín y Suguío 1989). En forma semejante depresiones regionales del geoide, seguidas por ascensos a escala de 100 años, pueden explicar la oscilación rápida de los últimos 5.100 años.

Sobre la base de lo señalado en párrafos anteriores es posible proponer un modelo evolutivo que integre, en forma espacial y temporal, los procesos modeladores del paisaje en ambiente litoral (acreción, erosión y corrientes cercanas a la costa) con las variables tectónicas, eustáticas e hidroisostáticas.

Conclusiones

Es de esperar, ya que en las zonas de cuenca se encuentran representados los valores mínimos de velocidad de ascenso relativo, mientras que en las zonas de intercuenca los valores máximos, que a lo largo de la costa, especialmente en la zona austral y en relación directa a los contactos laterales de pilas sedimentarias con valores de velocidades de ascenso diferentes, se evidencien fenómenos de desvíos y aún capturas fluviales de pequeñas magnitudes.

Se determinó la existencia de dos direcciones principales de deriva litoral delimitadas aproximadamente por el paralelo 42° S. Existen también celdas de circulación locales que en algunos casos se oponen a la dirección de deriva litoral general.

Los fenómenos erosivos y de acreción presentan diferentes magnitudes a lo largo de la costa coincidentes aproximadamente con un marcado cambio en el régimen y amplitud de marea en las proximidades del paralelo 39° S (desembocadura del río Colorado). Los valores máximos de acreción fueron registrados al norte del Río Colorado con rangos de acreción del orden de los 60 km, equivalentes a una superficie aproximada de 4.000 km² en los últimos 7.000 años. El sector localizado al sur, está representado por significativas áreas en erosión donde se han registrado, en un lapso que no fue posible cuantificar durante el Holoceno, retrocesos mínimos de la costa del orden de los 20 km, equivalentes a una superficie de 500 km².

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. Norberto Malumián por la lectura crítica y sugerencias realizadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, M.L. y Codignotto, J.O., 1990. Edades, malacofauna y geoformas en el área próxima a General Lavalle, Buenos Aires. International Symposium on Quaternary shorelines: evolution, processes and future changes. p.2. La Plata. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Albero, M.C. y Angiolini, F.E., 1983. INGEIS radiocarbon laboratory dates I. Radiocarbon, 25(3):831-842.
- Albero, M.C. y Angiolini, F.E., 1985. INGEIS radiocarbon laboratory dates II. 27(2B):314-337.
- Albero, M.C., Angiolini, F.E., Balbuena, J.L., Codignotto, J.O., Linares, E. y Weiler, N.E., 1980. Primeras edades C14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (3):363-374.
- Armela, C., 1980. Rasgos geomorfológicos y sedimentológicos en el

- área de Estancia 'El Zorro', provincia de Buenos Aires, Argentina. Trabajo final Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 41p. (Inédito.)
- Bayarsky, A. y Codignotto, J.O., 1982. Pleistoceno Holoceno Marino en Puerto Lobos, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1):91-99.
- Bujalesky, G.G. y González Bonorino, G., 1990. Evidence for a stable sea level in the late Holocene in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *International Symposium on Quaternary shoreline: evolution, processes and future changes*. p.9. La Plata. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Cangioli, S. G., 1992. Geología y Geomorfología de Monte Hermoso provincia de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Geología, 100 p. (Inédito).
- Cionchi, J.L., 1987. Depósitos marinos cuaternarios de Bahía Bustamante, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2):61-73.
- Clark, J.A. y Bloom, A.L., 1979. Hydro-isostasy and Holocene emergence of South America. En: Suguio, K; Fairbridge; Martins, L.; Flexor, J.M. (Ed.). *Proceedings of the 1978 International Symposium on Crustal Evolution in the Quaternary*, pp. 41-60. Sao Paulo.
- Clark, J.A. y Lingle, C.S., 1979. Predicted relative sea level changes (18,000 years B.P. to Present) caused by late glacial retreat of Antarctic ice sheet. *Quaternary Research*, 11:279-298.
- Clark, J.A., Farrel, W. R. y Peltier, W.R., 1978. Global Changes in postglacial sea level; a numerical calculation. *Quaternary Research*, 9 (3): 265-287.
- Codignotto, J.O., 1979. Hojas Geológicas 63a Cullen, 64a Bahía San Sebastián y 65b Río Grande. Informe Servicio Geológico Nacional, 64 p. (Inédito).
- Codignotto, J.O., 1982. Investigación de depósitos de minerales pesados en la costa norte de la provincia de Santa Cruz. Informe Dirección de Minería de la provincia de Santa Cruz. Santa Cruz. 25p. (Inédito).
- Codignotto, J.O., 1983. Depósitos elevados de acreción Pleistoceno - Holoceno en la costa Fueguina Patagónica. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemiciclo Deglacial en la Argentina. *Actas de Mar del Plata*, pp.12-26. (IUGS-UNESCO).
- Codignotto, J.O., 1984. Estratigrafía y Geomorfología del Pleistoceno Holoceno Costanero entre los 53°30' y 42°00' Sur, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche). *Actas* (3):513-519. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., 1987. Cuaternario marino entre Tierra del Fuego y Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2):208-212.
- Codignotto, J. O., 1990. Evolución en el Cuaternario alto del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2):9-16.
- Codignotto, J. O., 1991. Inversión de contorno costanero, concepto aplicable en protección de costas. *Jornadas Nacionales del Ciencias del Mar. Puerto Madryn*. pp. 16-19.
- Codignotto, J. O., Aguirre, M.L., 1993. Coastal evolution, changes in sea level and Molluscan Fauna in northeastern Argentina during the late Quaternary. *Marine Geology*, 110:163-175.
- Codignotto, J.O. y Beros, C.A., 1987. Comparação dos dados radiocarbónicos em depositos marinhos emergidos do litoral Argentino. Primer Congreso de ABEQUA. Porto Alegre. Brasil. *Anais*, 319-324.
- Codignotto, J.O., Declich, L. M., 1990. Cuaternario Alto en el Sector Central de la Faja Costanera del Chubut. *International Symposium on "Quaternary shoreline: evolution, processes and future changes"*. Res. p.14. La Plata. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Codignotto, J.O. y Kokot, R.R., 1988. Evolución Geomorfológica Holocena en Caleta Valdés, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4):474-481.
- Codignotto, J.O., Malumián, N., 1981. Geología de la Región al Norte del Paralelo 54° de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 44-88.
- Codignotto, J.O. y Weiler, N., 1980. Evolución morfoodinámica del sector costanero comprendido entre Punta Laberinto e Isla Olga, provincia de Buenos Aires. Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense:35-43. Mar del Plata. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Beros, C.A. y Trebino, L.G., 1987. Nuevo método cronoestratigráfico, morfocronología en secuencia deposicional cordoniforme. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(3-4):462-468.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C., 1990a. Modelo costanero del Cuaternario tardío. *International Symposium on "Quaternary shoreline: evolution, processes and future changes"*. p.15. La Plata. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Cesari O. y Beros, C.A., 1990b. Morfología y Evolución Holocena en Bahía Solano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4):205-212.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C., 1992. Neotectonism and sea level change in coastal zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 8(1):125-133.
- Codignotto, J.O., Marcomini, S.C. y Santillana, S., 1988a. Edad de las terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(1):43-50.
- Farinati, E.A., 1984. Dataciones radiocarbónicas en depósitos Holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina. Simposio Internacional sobre Cambios del Nivel del Mar y Evolución Costera en el Cuaternario Tardío. *Actas*, 27-31. Mar del Plata. (IUGS-UNESCO).
- Fasano, J.L., Isla, F.I. y Schnack, E.J., 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de los ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío - Holoceno. Laguna de Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut). Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Hemiciclo Deglacial en la Argentina. *Actas*, 27-47. Mar del Plata. (IUGS-UNESCO).
- Fasano, J.L., Isla, F.L., Mook, W.G. y Van de Plassche, O., 1987. Máximo transgresivo postglacial de 7000 años en Quequén, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(3-4):475-477.
- Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. YPF, III:74-197. Buenos Aires.
- Fidalgo, F., Figini, A., Gómez, G., Carbonari, J. y Huarte, R., 1981. Dataciones radiocarbónicas de la Formación Las Escobas y Destacamento Río Salado, provincia de Buenos Aires. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, San Luis, 3:43-56.
- Figini, A., Gómez, G., Carbonari, G., Huarte, R. y Zubiaga, A., 1984. Museo de La Plata radiocarbon measurements I. *Radiocarbon*, 26 (1):127-134.
- Gómez, G.J., Figini, A.L. y Fidalgo, F., 1988. Secuencia vertical de edades C-14 en la Formación Las Escobas, en la localidad de Cerro de La Gloria, Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas de las Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses*. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. 277-281. Bahía Blanca.
- 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 Weiler, N.E., 1983. Ciclicidad de los niveles marinos Holocénicos en Bahía Blanca y en el delta del Río

- Colorado (Provincia de Buenos Aires) en base a edades C-14.. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Ultimo Hemisiciclo Deglacial en la Argentina. Mar del Plata. Simposio, Actas 69-90.
- González, M.A. y Weiler, N.E., 1990. Time transgressive 'wave' of the maximum Holocene transgressive behaviour on South America Atlantic littorals. International Symposium on "Quaternary shorelines: evolution, processes and future changes". p.34. La Plata, Buenos Aires.
- González, M.A., Albero, M.C. y Angiolini, F.E., 1982. Ingresiones marinas del Pleistoceno y Holoceno en Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires, República Argentina). Sus edades Carbono 14 y su correlación con eventos similares reconocidos en otros puntos de la costa en la provincia de Buenos Aires. 4ª Semana de la Oceanografía, Bahía Blanca, Resúmenes, p.21.
- González, M.A., Panarello, H.O., Marino, H. y Valencio, S., 1983a. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina), isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Simposio Oscilaciones del nivel del mar Durante el Ultimo Hemisiciclo Deglacial en la Argentina. Mar del Plata. Actas, 48-68.
- González, M.A., Weiler, N.E., Albero, M.C. y Angiolini, F.E., 1983b. Interpretación de edades C-14 invertidas y mezcladas en la espiga de la playa Holocénica de Gral. D. Cerri (Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, 20(3-4): 227-237.
- Guida, C., 1980. Geomorfología y sedimentología de las proximidades de Caleta Brightman, provincia de Buenos Aires. Trabajo final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 51 p. (Inédito).
- Guida, N. y González, M.A., 1984. Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos, su vinculación con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno Superior y Holoceno. 9º Congreso Geológico Argentino. (San Carlos de Bariloche), 3:577-594.
- Huarte, R.A., Figgini, A., Carbonari, J.E., Gómez, G.J. y Zubiaga, A.G., 1983. Dataciones radiocarbónicas del sitio Punta Hermengo (partido de General Alvarado, provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana*, 20(3-4):295-296.
- Isla, F.L., 1989. Holocene sea level fluctuations in Southern Hemisphere. *Quaternary Science Review*, 8:359-368.
- Isla F., Rutter, N., Schnack, E. y Zárate, M. 1990. Adjusting Patagonian uplift to former high sea levels. International Symposium on Quaternary shorelines: evolution, processes and future changes. p.40. La Plata.
- Kokot, R. R., Marcomini, S. C., Codignotto, J. O., 1988. Evolución Holocena en Espigas de Barrera; Caleta Valdés Bahía San Sebastián. Simposio Internacional Sobre el Holoceno en América del Sur. Paraná. Ed. M. Iriondo-C. Ceruti. pp.57-60.
- Marcomini, S.C., Kokot, R.R. y Codignotto, J.O., 1988. Edades Carbono 14 del Holoceno Marino Argentino Evolución e interpretación. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. Paraná. Ed. M. Iriondo-C. Ceruti. 65-67.
- Martin, L. y Suguio, K., 1989. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of Sao Paulo) and Campos (north of State of Rio de Janeiro). Inter. Symp. on Global changes in South America during the Quaternary. 136 p.
- Mörner, N.A., 1990. Sea level changes in the Tierra del Fuego Region. International Symposium on "Quaternary shorelines: evolution, processes and future changes". p.44.
- Suguio, K., Martin, L., Abilio CSP Bittencourt, Domínguez, J.M.L., Flexor, J.M. y De Acevedo, A.E.G., 1985. Fluctuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. 15 :273-286.
- Trebino, L., 1987. Geomorfología y evolución de la costa en los alrededores del pueblo de San Blas, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2):9-22.
- Weiler, N. E., 1983. Rasgos morfológicos y evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4):392-404.
- Weiler, N.E., 1988. Depósitos litorales del Pleistoceno tardío-Holoceno en Bahía Anegada, Provincia de Buenos Aires. Segunda Reunión Argentina de Sedimentología. :453-461. Buenos Aires.

Recibido: 2 de junio, 1989

Aceptado: 27 de mayo, 1993

Nuevas evidencias de un evento del campo magnético terrestre registrado en sedimentos pleistocenos tardíos en Argentina

A.M. WALTHER, M.J. ORGEIRA, C. CONTI, A.M. SINIATO y J.F. VILAS

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

ABSTRACT. *New evidence for a magnetic polarity event recorded in late Pleistocene sediments of Argentina. A palaeomagnetic study of late Pleistocene sediments from beneath the city of Bahía Blanca records the occurrence of a polarity event in the terrestrial magnetic field. Carbon dating by other authors suggests that the event occurred between 27,500 and 35,500 years ago. Possible correlations with other events worldwide are analysed.*

Introducción

El estudio de eventos del campo magnético terrestre (CMT) durante la época magnética Brunhes ha dado lugar a numerosas investigaciones.

Bonhommet y Babkine (1967) y Bonhommet y Zähringer (1969) informaron el registro de un evento de polaridad del CMT en rocas volcánicas de Chaine des Puys (Francia); según los citados autores, sobre la base de dataciones K/Ar, el evento se produjo entre 20.000 y 30.000 años antes del presente. El citado evento fue designado con el nombre de Laschamp.

Recientemente, Chauvin *et al.* (1989) presentaron nuevas evidencias del evento Laschamp, sobre la base de estudios efectuados en flujos de la misma provincia volcánica del centro de Francia. Dataciones K/Ar efectuadas por estos autores proveen una edad de 42.000 ± 4.000 años para esta excursión.

Barbetti y McElhinny (1972) determinaron la existencia de una excursión de CMT en material del yacimiento arqueológico de la localidad de Lago Mungo (Australia). La estimación de la edad efectuada por los citados autores para este asentamiento humano es de 25.000 a 32.000 años. La existencia de esta excursión es consistente con el registro encontrado por Bucha en sedimentos pleistocenos de Checoslovaquia, de aproximadamente 32.000 años (Barbetti y McElhinny 1972).

Pierce y Clark (1978) informaron una excursión magnética registrada en basaltos de Islandia. Originalmente se sugirió el nombre "Maelifell Event" para este evento geomagnético, cuya edad tentativa es de

40.000 años. Los citados autores sugirieron que este evento podía ser el mismo que Laschamp y Lago Mungo.

Liddicoat y Coe (1979) presentaron nuevas evidencias sobre la excursión Mono Lake, originalmente determinada por Denham y Cox (1971). El estudio efectuado a través de 4 secciones temporalmente equivalentes de depósitos lacustres, les permitió corroborar la existencia de una excursión del CMT de aproximadamente 24.000 a 25.000 años.

Sin embargo, Hanna y Verosub (1989), sobre la base del análisis de estudios paleomagnéticos en sedimentos lacustres del oeste de Norteamérica, presentaron resultados contrapuestos que no les permitieron confirmar la existencia del evento Mono Lake.

Mörner (1979) determinó la excursión magnética de Vålbacken en sedimentos lacustres de la Grande Pile (Francia); de acuerdo a la información geológica existente esta excursión podría tener una edad entre 35.000 y 55.000 años.

Chen-Guo-Liang (1981) informó el registro de una reversión del CMT en sedimentos marinos del área del Yellow Sea, el cual tendría una edad entre 20.000 a 30.000 años.

Mörner (1981) presentó los resultados de una excursión en sedimentos lacustres europeos de aproximadamente 48.000 años de edad; según el citado autor, esta edad podría hacerla correlacionable con otra excursión registrada en el Japón.

Asimismo, Mörner (1986) analizó los resultados obtenidos mundialmente respecto a la existencia de excursiones del CMT durante el final de la Epoca

magnética Brunhes. Mencionó, entre otros, la existencia de una serie de excursiones que en edad podrían agruparse en torno a los 30.000 años. Entre éstos Lago Mungo sería una doble excursión en Australia, o una triple excursión en la Grande Pile en Francia.

Lovlie y Sandnes (1987), sobre la base de estudios efectuados en sedimentos de cavernas de Noruega, informaron la existencia de una excursión del CMT de edad menor a 30.000 años. Según los citados autores las direcciones del CMT obtenidas a partir del registro de esta excursión dan como resultado posiciones de polos geomagnéticos virtuales (PGV) que coincidirían con una de las posiciones de los PGV obtenidos en Lago Mungo (Australia).

Finalmente, Orgeira *et al.* (1988a; 1988b) determinaron el registro de una excursión del CMT en sedimentos paleoestuaríacos del sur de la Provincia de Entre Ríos; la edad de estos sedimentos se encontraría entre 25.000 y 36.000 años. Orgeira *et al.* (1988b), sobre la base de las posiciones de los PGV obtenidos, correlacionaron la excursión encontrada con aquella de Lago Mungo.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio paleomagnético realizado sobre sedimentos

marinos del Pleistoceno tardío de la ciudad de Bahía Blanca. Su objetivo es aportar al conocimiento del comportamiento del CMT.

Breve reseña estratigráfica y muestreo paleomagnético

El muestreo paleomagnético se efectuó en dos excavaciones realizadas en el subsuelo del suburbio sur de la ciudad de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires) (Fig.1). En ambas excavaciones se muestrearon las arenas limosas, limos arenosos y limos arcillosos correspondientes a la ingresión marina del Pleistoceno tardío (González 1984; Chaar y Farinati 1988).

Una caracterización detallada de los aspectos sedimentológicos y paleontológicos de los mencionados depósitos marinos pueden consultarse en Chaar *et al.* (1992).

Se presentan a continuación las descripciones estratigráficas de los perfiles correspondientes a ambas excavaciones. Las observaciones realizadas en perforaciones cercanas permitieron determinar importantes variaciones laterales de los mismos. Por esta razón, todas las descripciones realizadas se circunscriben a las mencionadas excavaciones.



Figura 1: Mapa de ubicación.

Perfil 1

Los signos negativos de las cotas se refieren a la distancia por debajo de la superficie del terreno.

-2,50-2,35m. Estrato A: constituido por sedimentos areno limosos de color castaño rojizo con numerosos restos de raíces y bioturbación. Pasa transicionalmente al banco suprayacente.

-2,35-2,07m. Estrato B: constituido por sedimentos areno arcillosos masivos de color castaño claro. Hacia el techo del mismo se observa un aumento en el porcentaje de carbonato de calcio; el contacto con el banco suprayacente es transicional.

-2,07-1,75m. Estrato C: calcrete de espesor irregular; el contacto con el banco suprayacente es neto. Presenta un incipiente lajamiento.

-1,75-1,40m. Estrato D: constituido por sedimentos areno limosos de color castaño amarillento claro. Se observan restos de conchillas fósiles. La concentración de carbonato de calcio aumenta hacia el techo. La determinación del contenido paleontológico ha sido informada por Chaar *et al.* (1991).

-1,40-1,10m. Estrato E: calcrete lajoso con fuerte acuñamiento lateral. Se observan escasos fósiles. Contactos inferior y superior netos.

-1,10-0,00m. Suelo actual

Perfil 2

-2,20-1,80m. Estrato A: constituido por sedimentos areno limosos de color castaño claro con restos de conchillas fósiles. Presenta un contacto neto con el banco suprayacente.

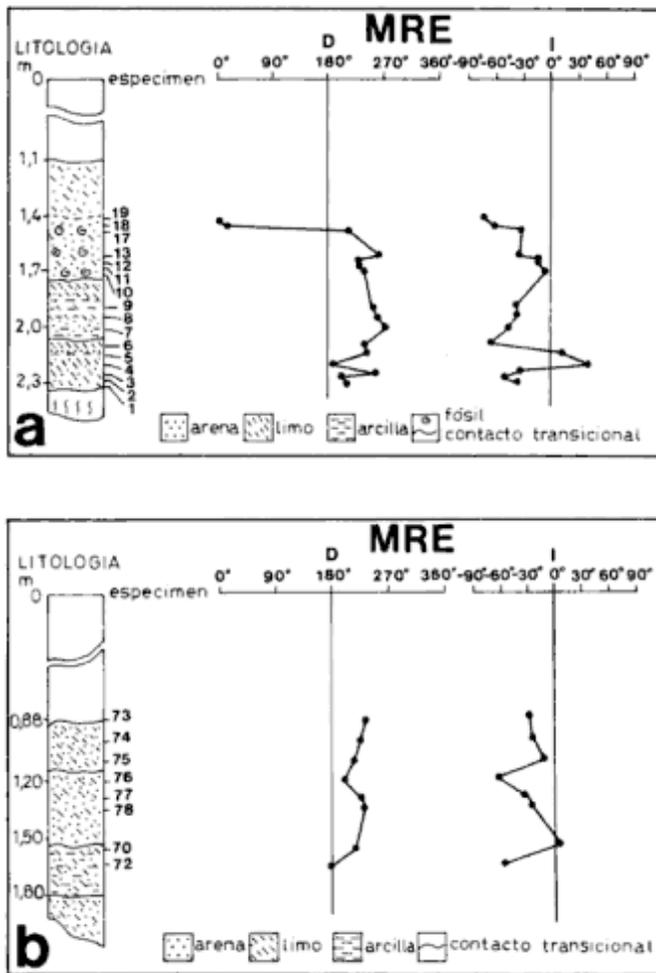


Figura 2: Perfil estratigráfico con los especímenes de la excavación N°1 (a) y de la excavación N°2 (b). Dirección e inclinación del magnetismo remanente estable (MRE) de cada uno de los especímenes en función de su posición estratigráfica.

-1,80-1,55m. Estrato B: constituido por arenas finas compactas de color gris claro; se observan clastos tamaño grava fina. El contacto con el banco suprayacente es transicional.

-1,55-1,15m. Estrato C: integrado por arenas finas con un porcentaje de limos y arcillas que se incrementa hacia el techo; su color es gris claro. La base del banco presenta un aumento en el contenido de carbonato de calcio. El contacto superior es transicional.

-1,15-0,88m. Estrato D: constituido por sedimentos limo arcillo arenosos de color castaño claro. El contacto superior es neto.

-0,88-0,00m. Suelo actual.

La ingresión marina presente en la secuencia estratigráfica estudiada ha sido datada con el método ¹⁴C. González (1984) informó edades de 27.500 y 35.500 años antes del presente (AP) para las cotas de 12,5m y 14,5m s.n.m., respectivamente. A su vez, Chaar y Farinati (1988) informaron una edad de 29.580 años AP para una cota de 4,4m s.n.m. Más recientemente, Chaar *et al.* (1992) obtuvieron una edad de 29.130±700 años AP para una cota de 8,30m

s.n.m. Estas dataciones fueron obtenidas de zonas aledañas a las aquí estudiadas (véase Chaar y Farinati 1992).

Es de destacar que los especímenes de los perfiles 1 y 2, recolectados para el estudio paleomagnético, se encuentran respectivamente entre las cotas de 11,7-12,6m y 5,7-6,6m s.n.m., aproximadamente.

El total de especímenes recolectados fue de 24, 16 del perfil 1 y 8 del perfil 2. La forma de extracción fue mediante pequeños tubos de hidrobronce de 2,5 cm de diámetro por 2,5 cm de altura. El sedimento fue consolidado con silicato de sodio.

La equidistancia vertical entre especímenes no fue constante, puesto que se vio limitada por las características del material en estudio. La posición estratigráfica de los mismos ha sido representada en la Fig 2 (a y b).

Es de destacar que dicho muestreo se efectuó durante una labor de campo conjunta con investigadores del CIRGEO, LAQUIGE, IADO y Universidad Nacional del Sur.

Estudio paleomagnético

Inicialmente, se midió el magnetismo remanente natural (MRN) de los especímenes recolectados. En la Fig 3 se han representado en una proyección estereográfica las direcciones de las MRN de los especímenes del perfil 1 (a) y perfil 2 (b).

Posteriormente, a los especímenes se les realizó un tratamiento de desmagnetización por altas temperaturas con el objeto de analizar la estabilidad magnética de los mismos; las etapas de desmagnetización fueron de 100° a 580 °C, en pasos sucesivos y crecientes de 50 °C y cuando ello fue necesario, de 25 °C ó 10 °C.

Sobre la base del análisis del comportamiento magnético de los especímenes se determinaron las siguientes características:

Perfil 1:

La magnetización presente en los especímenes de este pozo está integrada por más de una componente magnética (multicomponente).

En el 62% de los casos (especímenes 4,5,6,7,8,9,10,11,18 y 19) pudo aislarse la magnetización remanente estable (MRE) de los especímenes por medio de metodologías convencionales.

Este comportamiento magnético puede ejemplificarse con el espécimen 4. En la Fig.4 se han

representado las variaciones en la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual (MRR) luego de las distintas etapas. La etapa de desmagnetización óptima elegida (aquella en la que se aísla el magnetismo remanente estable, MRE) fue de 400°C.

En el 38% de los especímenes restantes se observó un comportamiento magnético característico de espectros de coercitividad superpuestos. En ellos, las direcciones del MRR obtenidas luego de las sucesivas etapas de lavado, describen un movimiento recurrente, a lo largo de un plano. Asimismo, este movimiento recurrente define codos, algunos de los cuales se establecen cuando el movimiento tiende hacia la dirección dipolar actual, y otros cuando se aleja de ella (véase espécimen 12, Fig. 5)

A fin de establecer con claridad el MRE de estos especímenes, se ampliaron los métodos de análisis. Se efectuó lo siguiente para cada espécimen: i) se trazaron círculos máximos (cmx) entre las distintas direcciones del MRR luego de cada etapa de desmagnetización; ii) se aplicaron restas vectoriales entre las direcciones del MRR obtenidas luego de las desmagnetizaciones sucesivas, y iii) restas vectoriales entre las diferentes direcciones de MRR y el MRR obtenido luego de la etapa de desmagnetización de 100°C (etapa en la que se eliminan componentes magnéticas viscosas); iv) se trazaron círculos máximos (cmx) entre las direcciones obtenidas a través de las restas vectoriales.

Del total de los especímenes problemáticos, en el 67% de los casos se trazaron cmx, entre las direcciones del MRR. En la Fig.6a se presentan los círculos obtenidos para dichos especímenes. Nótese que los círculos trazados contienen en general la dirección dipolar actual, elemento que indicaría que una de las componentes magnéticas presentes corresponde al campo dipolar actual.

Luego de efectuar las restas vectoriales entre etapas de desmagnetización sucesivas, se probó el trazado de cmx con las citadas direcciones. Ello fue posible en el 75% de los especímenes. En la Fig.6b se presentan los círculos obtenidos; nótese que los mismos coinciden, en sentido amplio, con los definidos por las direcciones de las MRR (Fig.6a).

La existencia de los cmx y su actitud semejante (Fig. 6a y 6b) indicarían:

i) Que las componentes magnéticas del MRN de estos especímenes son coplanares.

ii) y que durante el proceso de desmagnetización son eliminadas distintas proporciones de más de una componente magnética.

Lo expuesto precedentemente confirma la hipótesis de superposición de espectros de coercitividad en estos especímenes.

Para este conjunto de especímenes fue elegido como MRE el MRR cuya posición fuese coincidente con la de un codo alejado de la dirección dipolar actual y que además cumpliera las siguientes condiciones:

1) El vector resta entre el MRR obtenido luego de la desmagnetización de 100°C y el MRR seleccionado como MRE debe ser próximo a la dirección dipolar actual, dado que esta última es considerada como secundaria.

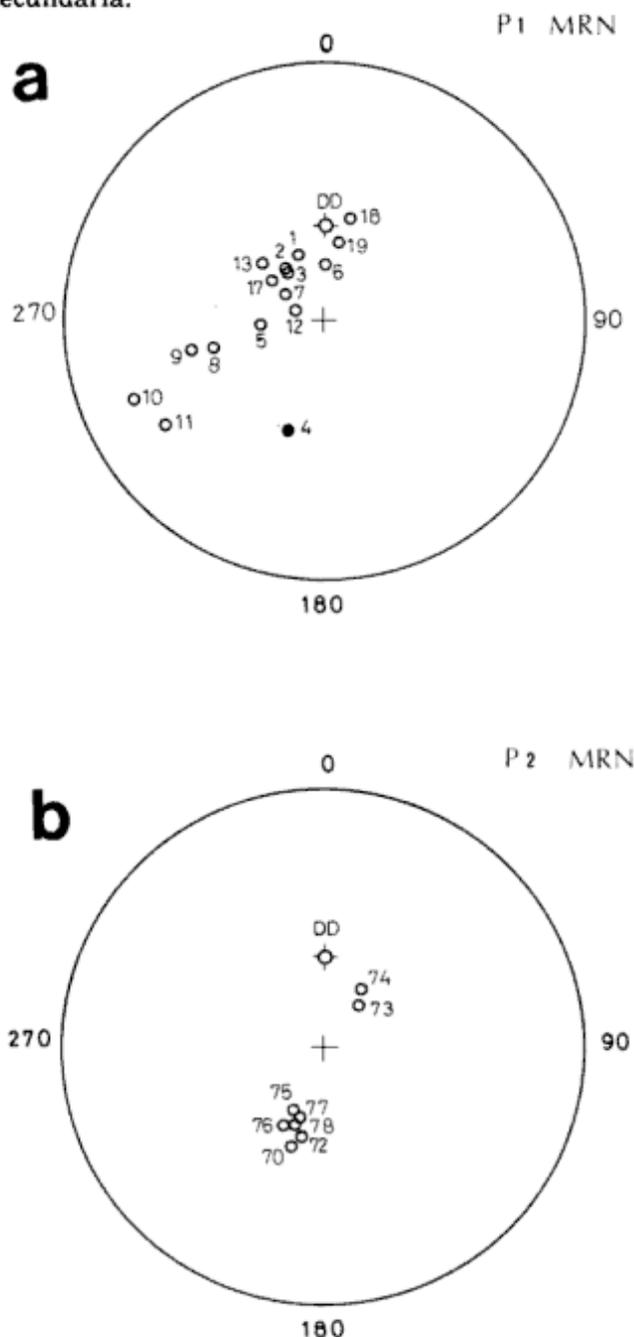


Figura 3: Direcciones del magnetismo remanente natural (MRN) de los especímenes extraídos de la excavación N°1 (a) y de la excavación N°2 (b). ○ inclinación negativa; ● inclinación positiva; DD Dirección del campo dipolar geocéntrico axial.

2) El vector resta entre el MRR seleccionado y aquél obtenido en la etapa de desmagnetización siguiente, ambos en el citado codo, debe tener una dirección aproximadamente coincidente con la del codo (ver ejemplo Fig 5, RV: vector resta 450°C-500°C). Esto indicaría que en ese intervalo de temperaturas (450°C-500°C, para el espécimen 12) se estaría eliminando una sola componente magnética.

Para el espécimen 12, el MRE seleccionado corresponde a la etapa de desmagnetización de 450°C.

Las temperaturas de desmagnetización óptima seleccionadas oscilaron entre 275° y 550°C.

En la Fig.7 se presentan las direcciones de las restas vectoriales entre la dirección luego de la etapa de 100°C y la del MRE seleccionada para este grupo de especímenes. Su agrupamiento en torno a la dirección dipolar actual indica que durante las etapas de desmagnetización óptimas seleccionadas se ha eliminado en los especímenes la componente magnética registrada del campo magnético dipolar actual (asumida como secundaria).

En la Fig.8 se han representado las direcciones del MRE de todos los especímenes del perfil 1. En la Fig.2a se ha representado la declinación e inclinación del MRE de los especímenes en función de la posición estratigráfica de los mismos.

Perfil 2

Las características magnéticas de los especímenes de este perfil son similares a las del perfil 1.

Del análisis de este perfil surge que en el 38% de los especímenes las direcciones de los MRR, de cada uno de ellos, se encuentran agrupados.

La Fig.9 muestra el comportamiento magnético del espécimen 76 correspondiente a este grupo. En este caso el lavado óptimo elegido fue de 400°C. Nótese que la distribución es, en sentido amplio, circular y restringida a un sector del estereograma.

La elección del MRE se efectuó a través de los métodos convencionales.

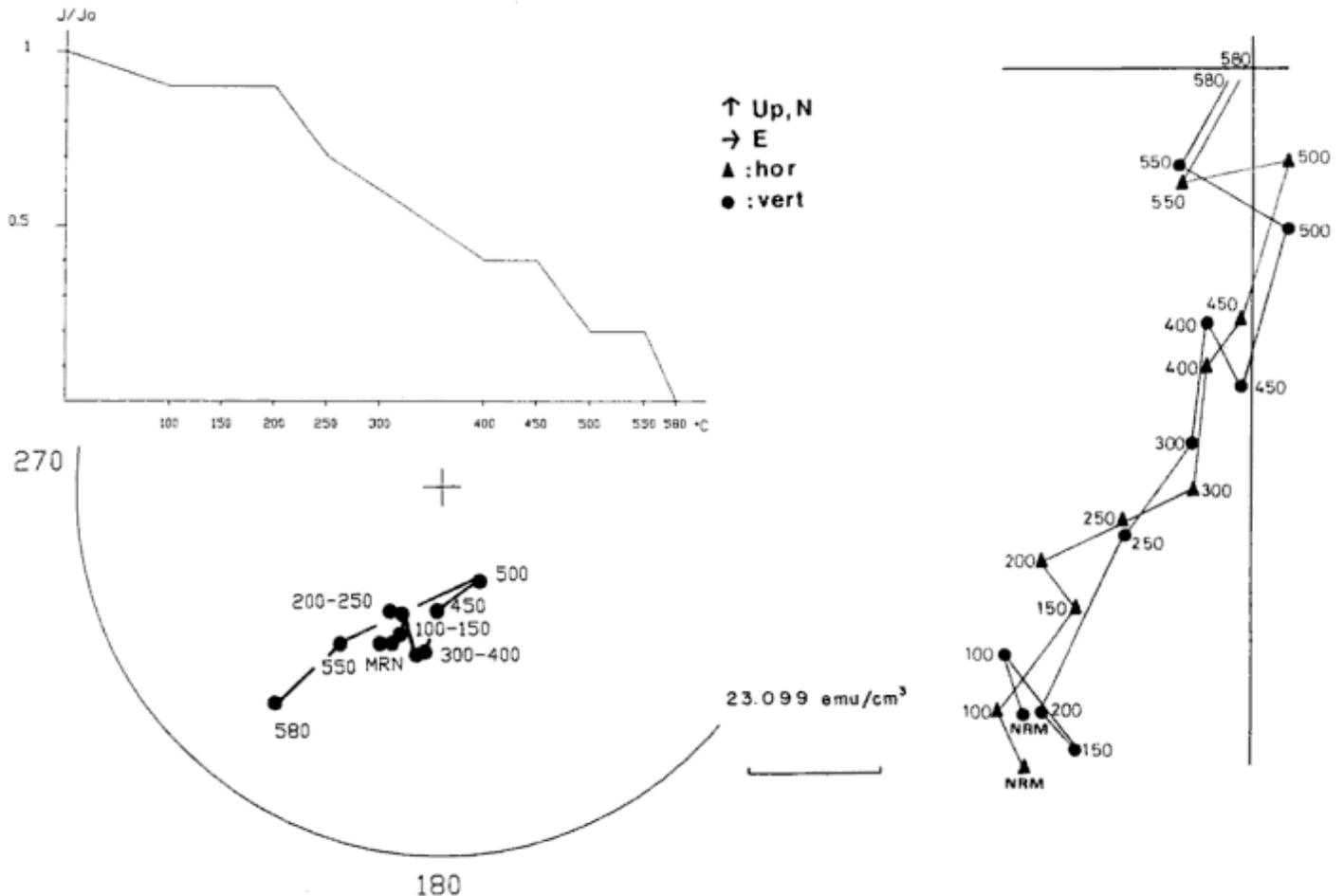


Figura 4: Variaciones de la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual (MRR) luego de las distintas etapas de desmagnetización por altas temperatura del espécimen N°4. ● inclinación positiva.

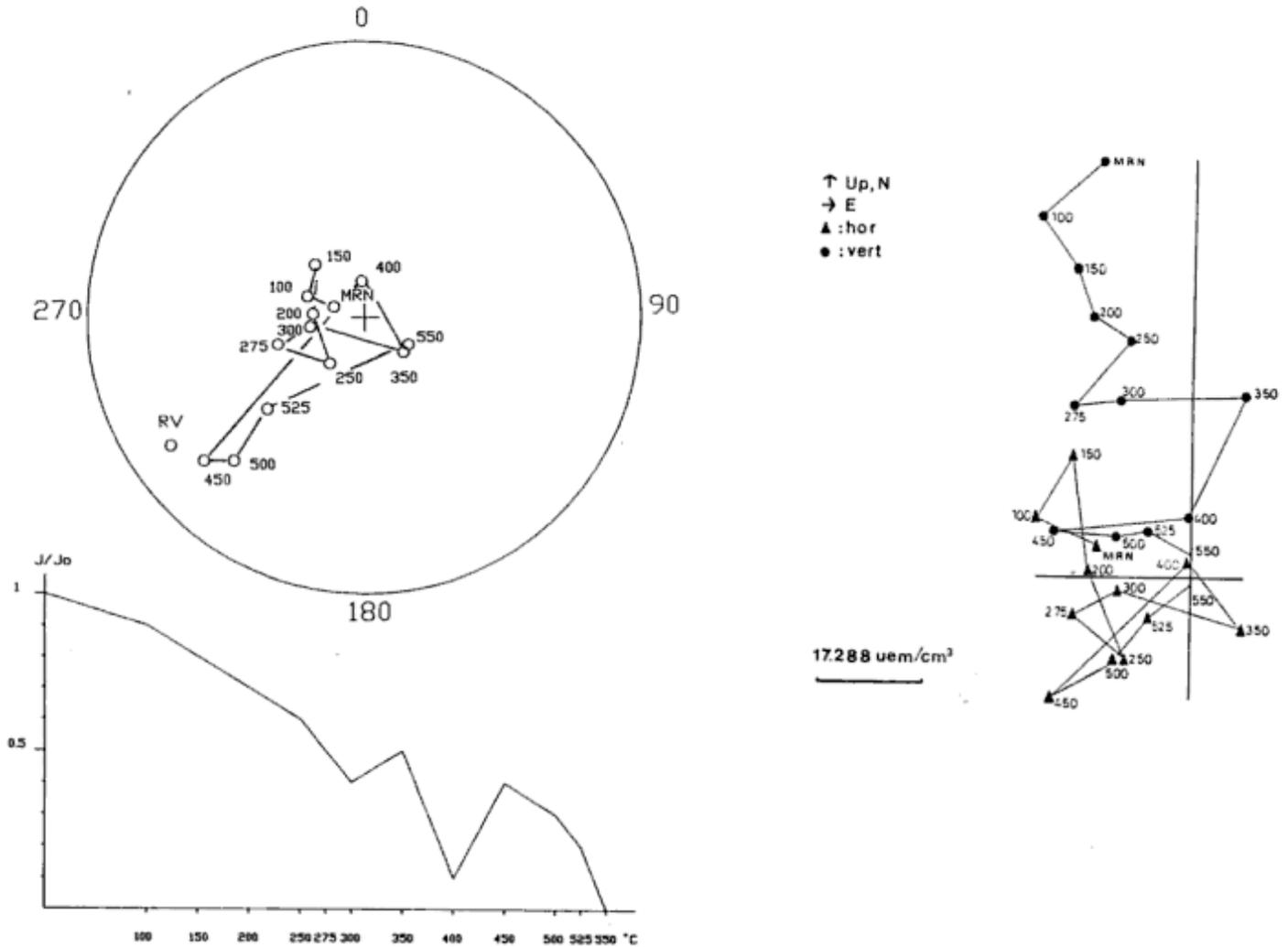


Figura 5: Variaciones de la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual (MRR) luego de las distintas etapas de desmagnetización por altas temperaturas del espécimen N° 12. O inclinación negativa.

El 62% de los especímenes restantes presenta un MRN multicomponente con superposición parcial de los espectros de coercitividad de las componentes constituyentes del MRN. Un ejemplo de este comportamiento es el del espécimen 75 (Fig.10). Dada la similitud del comportamiento de los especímenes de este perfil con el perfil 1, la metodología de análisis empleada es la descrita en el ítem anterior.

Las temperaturas de desmagnetización óptima seleccionadas para estos especímenes oscilaron entre 250° y 375°C.

En la Fig. 11 se han representado las direcciones del MRE del perfil 2. En la Fig.2b se han representado la declinación e inclinación de la MRE de los especímenes en función de su posición estratigráfica.

Finalmente, se calcularon las posiciones geográficas de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) de los distintos niveles estratigráficos muestreados. En la Fig.12 se han representado las posiciones de los PGV obtenidas en el perfil 1 (a) y perfil 2 (b).

Discusión de los resultados y conclusiones

Sobre la base de los resultados obtenidos se determinó que la secuencia estratigráfica estudiada ha registrado un evento del CMT.

Dado que no se ha podido efectuar una correlación precisa entre ambos perfiles estudiados, no fue posible determinar con precisión el comportamiento del CMT a lo largo de todo el evento. Sin embargo, sobre la base de los resultados obtenidos del perfil 1, se pudo determinar que el CMT tuvo más de un pulso durante el evento (Fig.2a).

Las dataciones radimétricas efectuadas por otros autores en conchillas recolectadas de la secuencia estudiada permiten asociar el evento a la ingresión marina pleistocena tardía para este área.

Orgeira *et al.* (1988b), sobre la base del estudio efectuado en una secuencia al sur de Entre Ríos informaron la asociación de una excursión del CMT a una ingresión marina de edad análoga a la del presen-

te estudio. Es de destacar que mientras el registro obtenido por Orgeira *et al.* (1988b) es el de una excursión del CMT, el del presente estudio es el de un evento del CMT, puesto que el campo presenta una polaridad antípoda a la actual.

Sin bien las posiciones de los PGV determinadas en ambas localidades no son coincidentes, es posible sugerir que ambos registros magnéticos podrían representar el mismo evento del CMT. Por un lado, las posiciones de los PGV correspondientes a los especímenes de la sección media del perfil 1 podrían correlacionarse con las posiciones geomagnéticas

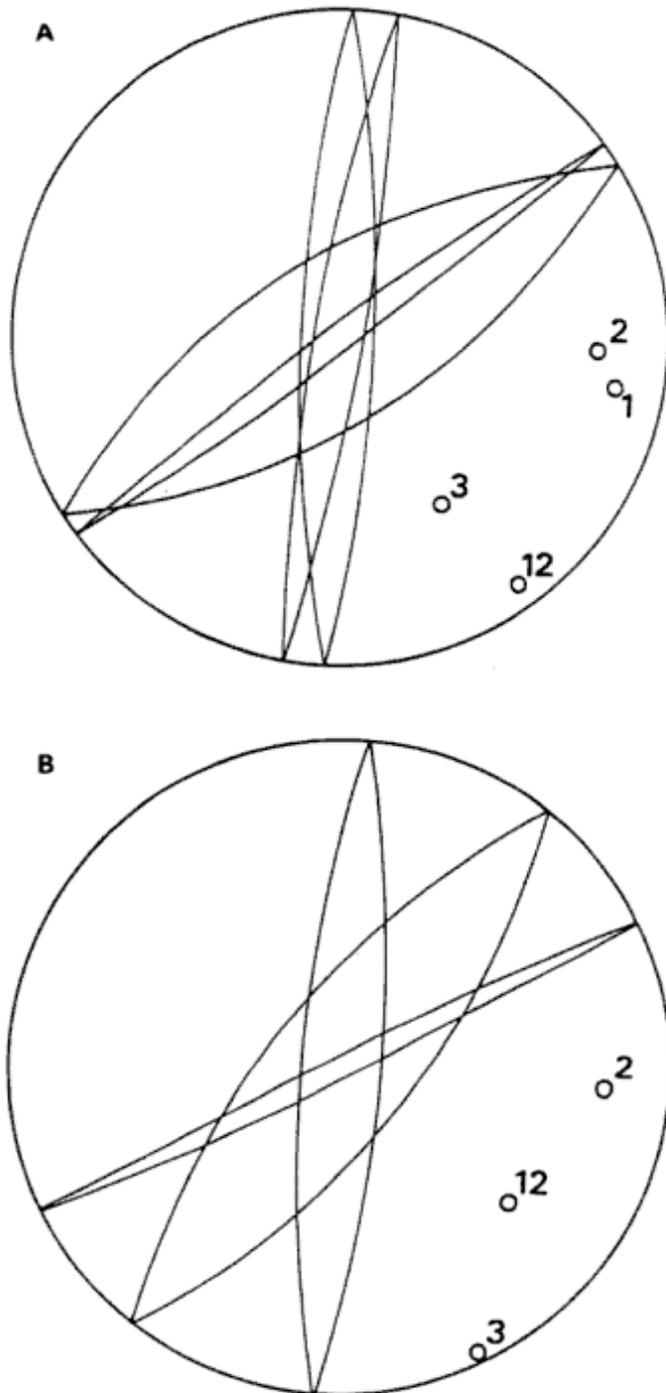


Figura 6: (a) Círculos máximos obtenidos entre las direcciones de magnetismo remanente residual (MRR) de diferentes especímenes. (b) Círculos máximos obtenidos entre direcciones de restas vectoriales obtenidas entre distintas etapas de desmagnetización sucesivas de diferentes especímenes. ○ Polos de los planos.

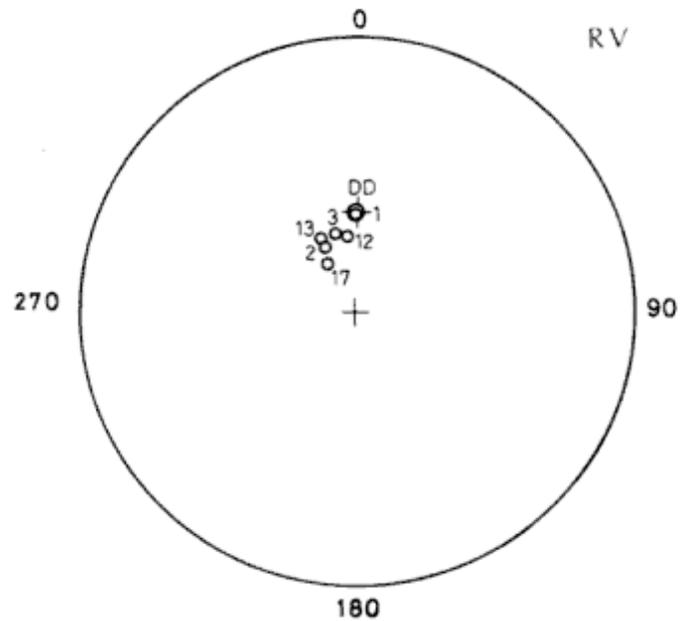


Figura 7: Direcciones de las restas vectoriales entre la etapa de 100 °C y la del magnetismo remanente estable de los especímenes de la excavación N°1.

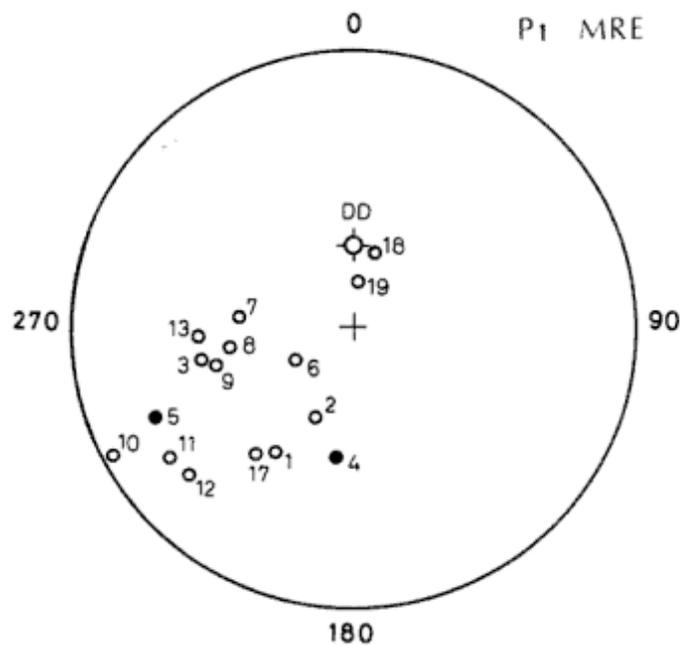


Figura 8: Dirección del magnetismo remanente estable (MRE) aislado en los especímenes extraídos de la excavación N°1.

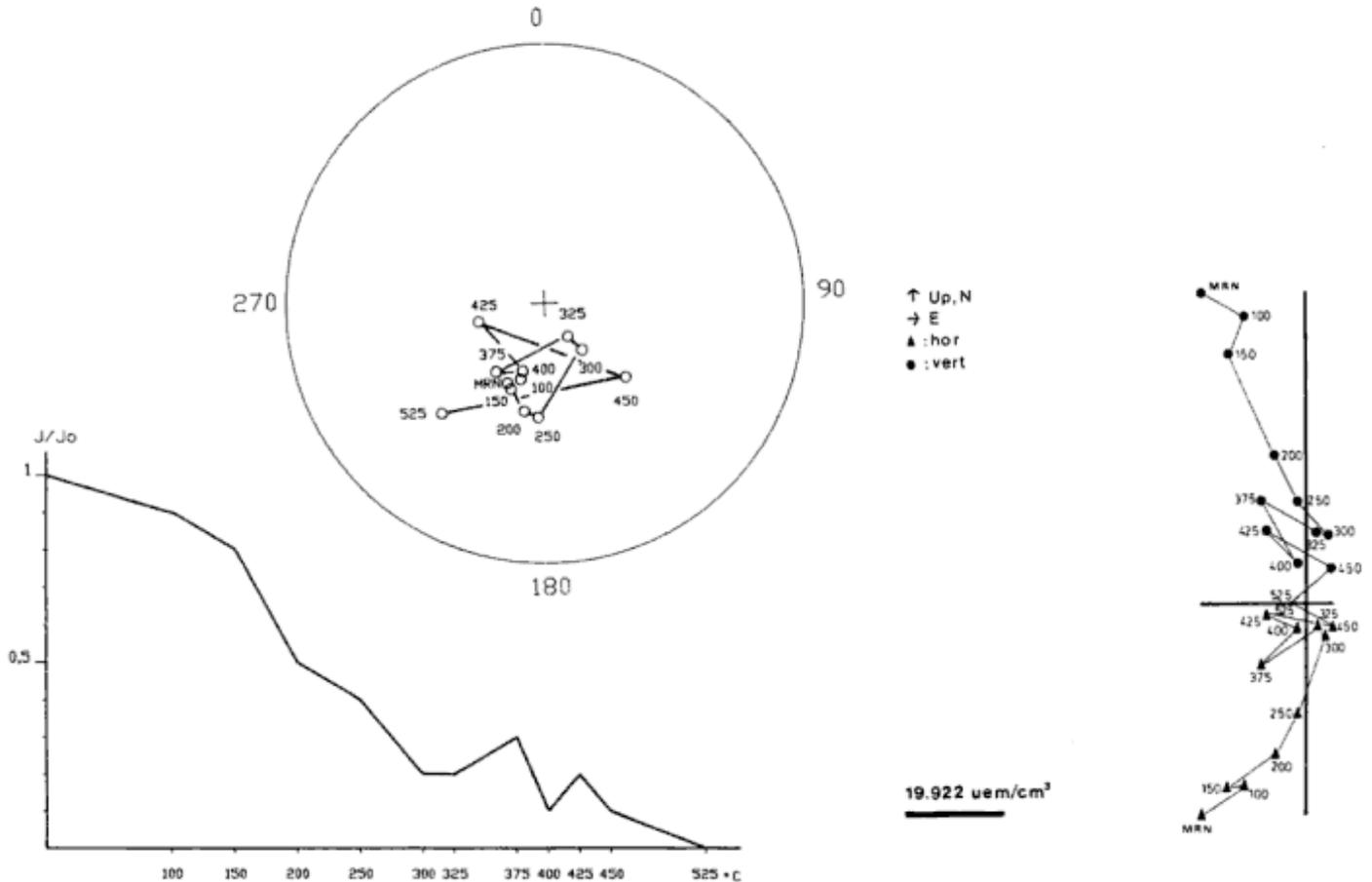


Figura 9: Variaciones de la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual (MRR) luego de las distintas etapas de desmagnetización por altas temperatura del espécimen N° 76. O inclinación negativa.

virtuales de los sitios F6 y F8 obtenidas del registro de la excursión magnética de Lago Mungo (Barbetti y McElhinny 1972) (Fig.12a).

Por otro lado, Orgeira *et al.* (1988b) correlacionaron parte del registro obtenido al sur de Entre Ríos con otra posición geomagnética virtual obtenida del sitio F7 de Lago Mungo.

Estos elementos, sumados a la analogía de edades (Lago Mungo, Australia: 25.000-32.000 años AP; sur de Entre Ríos, Argentina: 25.000-36.000 años AP; este estudio, Bahía Blanca, Argentina: 27.500-37.500 años AP), permiten sugerir la posibilidad de que los tres hallazgos sean registros parciales de un mismo evento del CMT.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Universidad de Buenos Aires por el apoyo económico que permitió la realización del presente trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbetti, M. y McElhinny, M., 1972. Evidence of a geomagnetic Excursion 30.000y.B.P. *Nature*, 239 (5371):327-330.
- Bonhommet, N. y Babkine, J. 1967. Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 264 SerieB :92-94.
- Bonhommet, N. y Zähringer, J. 1969. Paleomagnetism and K/Ar age determinations of the Laschamp Geomagnetic Polarity Event. *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 43-46.
- Chaar, E. y Farinati, E., 1988. Evidencias paleontológicas y sedimentológicas de un nivel marino pleistocénico en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 2^{da} Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 47-54.
- Chaar, E., Farinati, E., Aliotta, S. y Tassone, A., 1992. Pleistoceno marino al sur de Bahía Blanca, Argentina. *Actas 3^{ra} Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 59-62.
- Chauvin, A., Duncan, R.A., Bonhommet, N. y Levi, S., 1989. Paleointensity of the Earth's magnetic field and K-Ar dating of the Louchadiere volcanic flow (Central France): New evidence for the Laschamp excursion. *Geophysical Research Letters*, 16, (10):1189-1192.
- Chen-Guo-Liang, 1981. Geomagnetic polarity reverse and its implication to geology. *International Association of Geomagnetism and Aeronomy meeting. International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Bulletin*, 45: 218.
- Denham, C.R. y Cox, A., 1971. Evidences that the Laschamp polarity

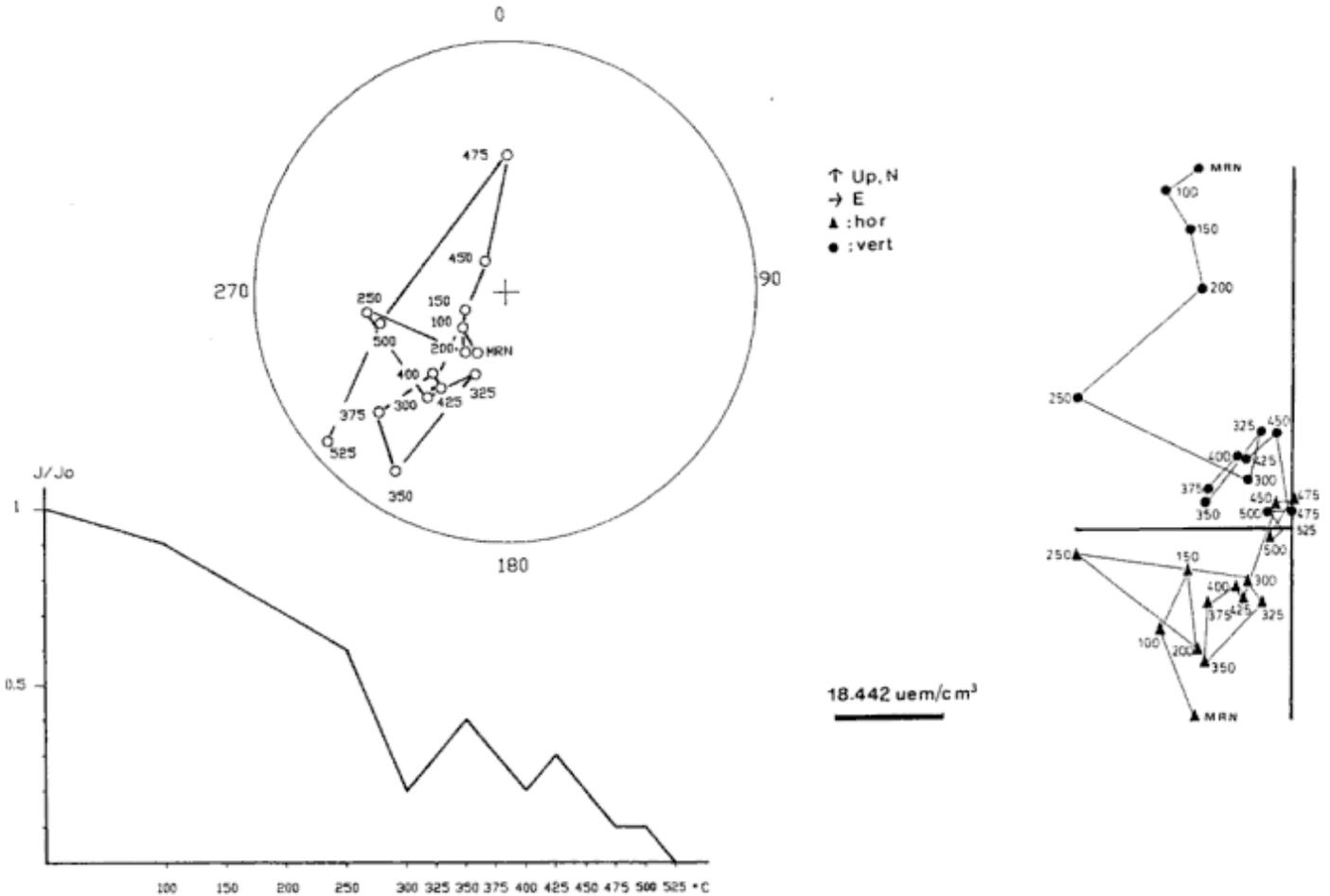


Figura 10: Variaciones de la dirección e intensidad del magnetismo remanente residual (MRR) luego de las distintas etapas de desmagnetización por altas temperatura del espécimen N° 75. O inclinación negativa.

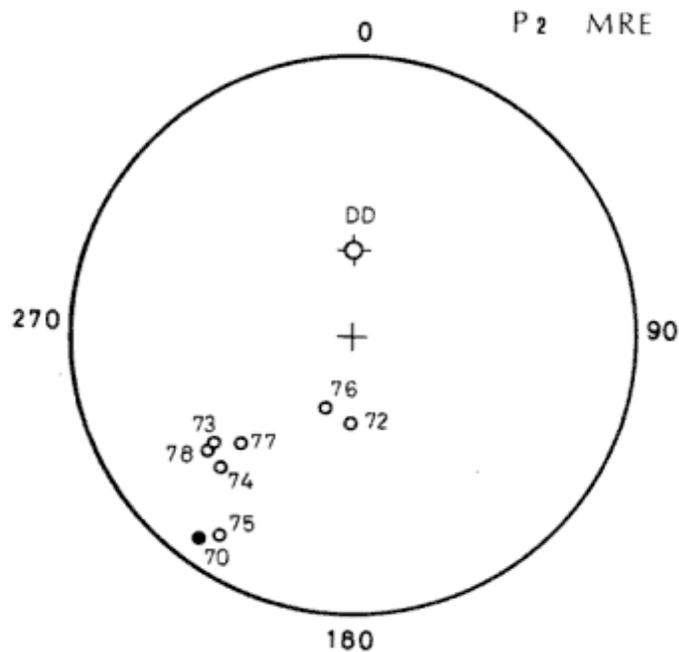


Figura 11: Dirección del magnetismo remanente estable (MRE) aislado de los especímenes extraídos de la excavación N°2.

event did not occur 13300-30400 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 13: 181-190.

González, M., 1984. Depósitos marinos del Pleistoceno superior en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3:538-555. Buenos Aires.

Hanna, R.L. y Verosub, K.L., 1989. A review of lacustrine paleomagnetic records from western North America:0-40000 years BP. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 56: 76-95.

Liddicoat, J.C. y Coe, R.S., 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *Journal of Geophysical Research*, 84, B1: 261-271.

Lovlie, R. y Sandnes, A., 1987. Palaeomagnetic excursions recorded in mid-Weichselian cave sediments from Skjonghelleren, Valderoy, W.Norway. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 45: 337-348.

Mörner, N.A., 1979. The Grande Pile paleomagnetic/paleoclimatic record and the European glacial history of the last 130,000 years. *International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic climate*, 2: 19-24.

Mörner, N.A., 1981. Geomagnetic excursions during the last 130000 years. *International Association of geomagnetism and Aeronomy meeting, Edinburg. International Association of Geomagnetism and Aeronomy, Bulletin*, 45:205.

Mörner, N.A., 1986. Geomagnetic excursions in late Brunhes time, European long-core data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44: 47-52.

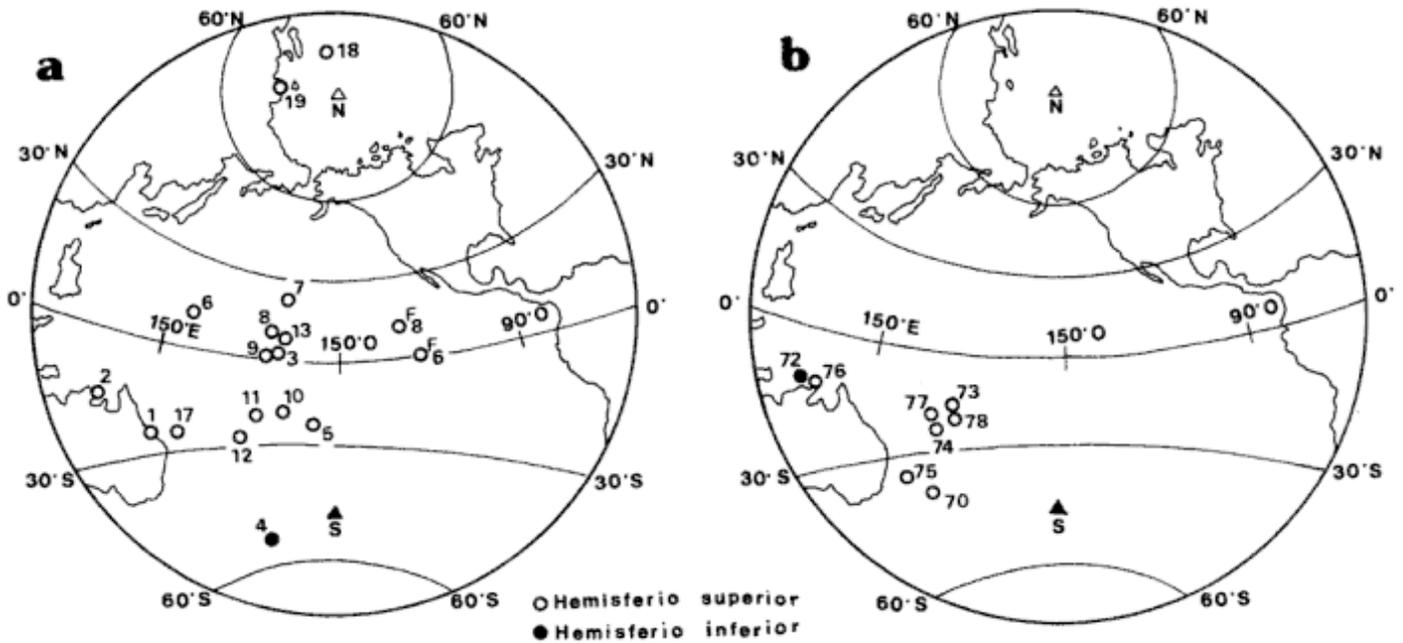


Figura 12: Representación de las posiciones geográficas de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) de la excavación N°1 (a) y de la excavación N°2 (b).

Orgeira, M.J., Beraza, L., Vizán, H. y Bobbio, M.L., 1988a. Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 265-268.

Orgeira, M.J., Beraza, L., Vizán, H., Bobbio, M.L. y Vilas, J.F., 1988b. Evidence for a geomagnetic field excursion in the late Pleistocene

(Entre Ríos, Argentina). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6: 173-188.

Pierce, J.W. y Clark, M.J., 1978. Evidence from Iceland on geomagnetic reversal during Wisconsinan Ice Age. *Nature*, 273: 456-458.

Recibido: 11 de setiembre, 1992

Aceptado: 4 de junio, 1993

Siderotilo de Mina Capillitas, Catamarca

María Florencia MARQUEZ ZAVALIA

Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis,
Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina

ABSTRACT. *Siderotil from Mina Capillitas, Catamarca.* The first occurrence of siderotil (Fe, Cu) SO₄ · 5H₂O in Argentina is described from three veins at Mina Capillitas, a Miocene epithermal deposit of Cu, Pb, Ag, Zn and Au. It occurs filling small vugs or as efflorescences covering the gallery walls, in association with other sulphates, such as gypsum, melanterite, goslarite, halotrichite and chalcantite. It is triclinic with P₁ as the spacial group. The strongest X-ray diffraction lines (dÅ, I/I₀, hkl) are: 4.91, 100, 10 $\bar{1}$; 3.73, 80, 021; 5.72, 70, 100; 3.93, 50, 0 $\bar{2}$ 1; 2.94, 40, 22 $\bar{1}$; 5.07, 35, 01 $\bar{1}$, and unit cell parameters are $a = 6.26(2)$ Å, $b = 10.62(3)$ Å, $c = 6.08(1)$ Å, $V = 369(1)$ Å³, $a:b:c = 0.589:1:0.572$, $\alpha = 97^\circ 11'$, $\beta = 109^\circ 16'$, $\gamma = 75^\circ 17'$. Siderotil occurs in thin (0.1-1.0 mm) crusts of tiny (3-15 µm) acicular or fibrous crystals. In colour it is pale green, sometimes with a light blue tint, its streak is white and its lustre silky. Siderotil has $\alpha = 1.514(3)$, $\beta = 1.524(3)$, $\tau = 1.533(3)$.

Introducción

El siderotilo es un sulfato de composición (Fe,Cu)SO₄·5H₂O que cristaliza en el sistema triclinico. Fue descubierto por Schrauf (1891 en Jambor y Traill 1963), asociado a melanterita en Idria, Gorizia, Italia (Palache *et al.* 1951); los datos originales fueron inadecuados (Jambor y Traill 1963) y el análisis químico tampoco resultó concluyente (Fleischer 1961). Larsen y Glenn (1920 en Jambor y Traill 1963) asociaron el nombre siderotilo con la composición química dada por Schrauf y las propiedades ópticas determinadas por ellos sobre un material supuestamente igual, pero que procedía de otra localidad y no estaba analizado. En realidad este último mineral era rozenita FeSO₄·4H₂O, una nueva especie que recién fue propuesta como tal por Kubisz (1960 en Jambor y Traill 1963). Recién en 1963 Jambor y Traill hicieron un estudio detallado y caracterizaron apropiadamente a siderotilo y rozenita. Fleischer y Mandarino (1964) redefinieron y caracterizaron apropiadamente a siderotilo y comunicaron que la Asociación Internacional de Mineralogía aprobaba su nombre. Jambor en 1970 refinó los datos de las dimensiones de la celda unidad (Joint Committee for Powder Diffraction Standards 1986)

Durante un estudio mineralógico de detalle realizado en mina Capillitas (Márquez Zavalía 1988) fueron descubiertas varias especies nuevas para el país, entre las cuales se encuentra siderotilo. Por este motivo, después de su determinación inicial por rayos X, se ha considerado interesante obtener sus propiedades físicas y ópticas y el espectro de IR, para darlas a conocer junto con una descripción de la asociación mineral en la que se encuentra.

Ubicación y yacencia

El yacimiento Capillitas se encuentra ubicado en el departamento Andalgalá, provincia de Catamarca, República Argentina (27° 27' lat. S, 66° 30' long. O), sobre la ladera oriental de la sierra de Capillitas, en ámbito de Sierras Pampeanas. Se trata de un depósito epitermal, polimetálico y vetiforme, vinculado a un episodio volcánico terciario (5 ± 0,5 Ma). Comenzó a ser estudiado a mediados del siglo pasado y recientemente se hicieron una síntesis de sus principales características (Angelelli 1984) y un estudio de detalle (Márquez Zavalía 1988 y 1990).

El siderotilo fue identificado en tres vetas del yacimiento: Nueve (nivel 0), Capillitas (nivel +30, piso +35) y La Rosario (nivel 0), pero en estas dos últimas es extremadamente escaso y el material encontrado alcanzó únicamente para su identificación. La Veta Nueve, en donde también aparece en muy pequeña cantidad, tiene una longitud total de 270 m y 60 a 80 cm de potencia media. Para su descripción puede subdividirse en dos sectores:

(a) sector centro-este, con rumbo N60°O, buzamiento 55°-85°S y con ignimbritas riolíticas como roca de caja. En el nivel 0 la mineralización polipulsatoria, con rodocrosita, tiene dos asociaciones dominantes: enargita, pirita y calcopirita al principio y esfalerita con escasa galena al final. Entre ambas hubo movimiento y brechiación, apareciendo capillitita en posición central, a veces también afectada por fracturas que fueron rellenadas por otro pulso de esta variedad o uno póstumo de rodocrosita, que engloba los fragmentos brechados.

(b) sector centro-oeste, con rumbo E-O, buzamiento 70°-80°N y riolitas brechosas como roca de caja. En el

nivel 0 la mineralización es de poca potencia y está prácticamente restringida a calcopirita, pirita y enargita, en ganga de rodocrosita no muy abundante.

El siderotilo se presenta asociado con otros sulfatos secundarios como calcantita, goslarita, halotriquita, melanterita y yeso, rellenando cavidades y como eflorescencias que recubren las paredes de las galerías.

Cristalografía

El siderotilo tiene simetría triclinica y es

Tabla 1: Diagramas de rayos X de siderotilo.

JCPDS 22-357 Yerington, Nevada EE.UU. Rad. Fe / Fil. Mn Debye-Scherrer Ø 114,6 mm		D 466 - M 061 V. Nueve, Capillitas República Argentina Rad. Cu / Fil. Ni Debye-Scherrer Ø 114,6 mm		
d(Å)	I/I ₀	hkl	d(Å)	I/I ₀
10,3	5	010	-	-
5,73	50	100	5,72	70
5,57	60	110	5,56	25
5,07	20	01 $\bar{1}$	5,07	35
4,89	100	10 $\bar{1}$	4,91	100
4,57	10	$\bar{1}$ 10	4,65	10
4,35	10	120	4,40	10
4,04	5	12 $\bar{1}$	4,08	10
3,90	30	02 $\bar{1}$	3,93	50
3,73	80	021	3,73	80
3,44	20	$\bar{1}$ 20	3,45	20
3,29	10	130	3,27	10
3,21	40	1 $\bar{1}$ 1*	3,21	15
3,07	20	121	3,09	15
2,92	40	22 $\bar{1}$	2,94	40
2,86	20	200	2,89	10
2,76	20	12 $\bar{2}$	2,76	30
2,72	30	012	2,73	30
2,68	40	$\bar{1}$ 30	2,67	15
2,61	5	131	2,61	5
2,573	10	140	2,571	5
2,528	5	14 $\bar{1}$	2,528	10
2,499	5	230	2,497	5
2,444	30	022	2,444	15

* No pudo ser indexada satisfactoriamente con la celda escogida.

cristalográficamente similar a calcantita (Jambor y Traill 1963), por lo que su grupo espacial se presume que es P_1 . El tamaño promedio de los cristales de siderotilo en Capillitas es muy pequeño, por lo que no pudieron medirse sus formas cristalográficas, pero en algunos cristales mayores se individualizaron bajo lupa binocular cuatro pinacoides asociados. Jambor y Traill (1963) también observaron cuatro pinacoides en cristales de siderotilo y los adjudicaron a las formas: {111}, {110}, {100} y {010}, por analogía con las equivalentes de calcantita.

El diagrama de polvo fue obtenido con una cámara Debye-Scherrer de 114,6 mm de diámetro y radiación de Cu K_α (filtro de Ni). Los datos resultantes se presentan en la Tabla 1, comparados con los de un siderotilo de Yerington, Nevada (EE.UU.), obtenidos por Jambor y Traill (1963).

Los espaciados del mineral de Capillitas fueron indexados por comparación con los mencionados, para obtener las dimensiones reticulares. Los valores fueron procesados con el programa de Appleman y Evans (1973), adaptado para PC por Benoit (1987). Los parámetros de la celda unidad obtenidos se presentan en la Tabla 2, comparados con los obtenidos por Jambor y Traill (1963) y por Jambor (1970 en JCPDS 1986).

Propiedades físicas y ópticas

El siderotilo se encuentra en costras delgadas (0,1 - 1 mm de espesor), formadas por pequeñísimos cristales cuyo tamaño promedio se encuentra comprendido entre 3 y 15 μm . Las propiedades ópticas corresponden a los escasos individuos que alcanzan a medir 30 a 45 μm . El hábito es acicular a fibroso, el color es verde pálido, algunas veces con tinte celeste y la raya es verde muy pálida, casi blanca. Posee brillo sedoso y no es muy frágil. No es fluorescente a la luz ultravioleta de onda corta o larga. Su dureza y peso específico no pudieron ser determinados debido al pequeño tamaño de los cristales y a su escasez.

Al microscopio el mineral es transparente e incoloro. Sus índices de refracción (Tabla 3) fueron determinados con una platina uniaxial, líquidos de inmersión Cargille y luz de sodio. Es biáxico negativo, su 2V estimado es grande y la dispersión es $r > v$ fuerte.

Espectroscopía infrarroja

El espectro de siderotilo (Fig. 1) $(\text{Fe,Cu})\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ corresponde al de un sulfato hidratado de grupo

Tabla 2: Dimensiones de la celda unidad de siderotilo.

	Capillitas D 446-M 061 Este trabajo	Yerington, Nevada JCPDS 22-357 Jambor (1970)	Yerington, Nevada Jambor y Traill (1963)
a	6,26 (2) Å	6,25 (2) Å	6,26 (2) Å
b	10,63 (3) Å	10,63 (3) Å	10,59 (3) Å
c	6,08 (1) Å	6,06 (1) Å	6,05 (1) Å
∅	97° 11'	97° 11'	92° 08'
β	109° 16'	109° 16'	110° 10'
γ	75° 17'	75° 00'	77° 05'
V	369 (1) Å ³	366 (1) Å ³	
a:b:c	0,589:1:0,572	0,588:1:0,570	0,591:1:0,571

espacial $P_1 (C_1)$ con dos moléculas por celda unidad. De cumplirse estrictamente las reglas de simetría de los sitios para el ion sulfato, en el espectro de IR se espera una banda correspondiente a ν_1 , tres bandas correspondientes a ν_3 y ν_4 respectivamente y por último dos bandas a ν_2 .

En el espectro de IR de siderotilo se cumplen con marcada exactitud las predicciones por simetría de los sitios. Teniendo en cuenta la simetría de la red pueden aparecer algunos desdoblamientos adicionales.

Así las tres bandas con máximos en 1190, 1150 y (1105-1085) cm^{-1} corresponden a las componentes del modo de estiramiento antisimétrico ν_3 , la banda aguda y desdoblada en 1009 y 998 cm^{-1} corresponde al modo simétrico ν_1 . Los tres modos ν_4 aparecen en 640, 610 y 545 cm^{-1} y los dos modos de ν_2 en 475 y 435 cm^{-1} . Las bandas por debajo de estas frecuencias corresponden a los modos de la red.

Tabla 3: Propiedades ópticas de siderotilo.

	1	2	3	4
α	1,515	1,513	1,515	1,514(3)
β	1,525	1,526(calc.)	—	1,524(3)
γ	1,535	1,534	1,536	1,533(3)
Elongación	—	—	—	(+)
Car. óptico	Biáxico	Biáxico	Biáxico	Biáxico
Signo óptico	(-)	(-)	—	(-)
2V	50°-60°	60°	—	Grande
2V (calc.)	85°	74°	—	86°
Dispersión	—	—	—	$r > v, f$

1. Yerington, Nevada, EE.UU. (Jambor y Traill 1963).

2. Ducktown, Tenn., EE.UU. (Larsen 1921, en Jambor y Traill 1963; Fleischer *et al.* 1984).

3. Bingham, Utah, EE.UU. (Larsen 1921, en Jambor y Traill 1963)

4. Capillitas, Catamarca, República Argentina (este trabajo).

Las bandas en 3560, 3420 y 3225 cm^{-1} corresponden a los modos de estiramiento antisimétrico y simétrico del agua de hidratación y la que aparece en 1628 cm^{-1} al modo de deformación. En 770 cm^{-1} con algunos "shoulder" por debajo de esta frecuencia, aparece la banda correspondiente a modos de "rocking" $\rho (H_2O)$ lo que indica la presencia de agua de coordinación en la red (Nakamoto 1970) propio de este tipo de estructuras. Seguramente en la banda en 435 cm^{-1} también esté involucrado el modo de estiramiento totalmente simétrico metal-oxígeno del ion Cu(II) hidratado (Nakamoto 1970).

Consideraciones genéticas

El siderotilo puede originarse por deshidratación de melanterita cúprica o por precipitación a partir de soluciones (Jambor y Traill 1963). La rozenita en cambio, se forma por deshidratación de melanterita pura ($FeSO_4 \cdot 7H_2O$). Ambas fases pueden existir como especies estables bajo condiciones atmosféricas normales. En el caso del siderotilo de mina Capillitas, la estrecha asociación con melanterita y el pequeño tamaño de los cristales hacen pensar que el origen más probable es por deshidratación.

Agradecimientos

La autora desea expresar su agradecimiento al CONICET por las becas otorgadas oportunamente para estudiar Mina Capillitas, durante el transcurso de las cuales se realizaron los trabajos de campaña y a José Pedregosa por la confección e interpretación del espectro infrarrojo.

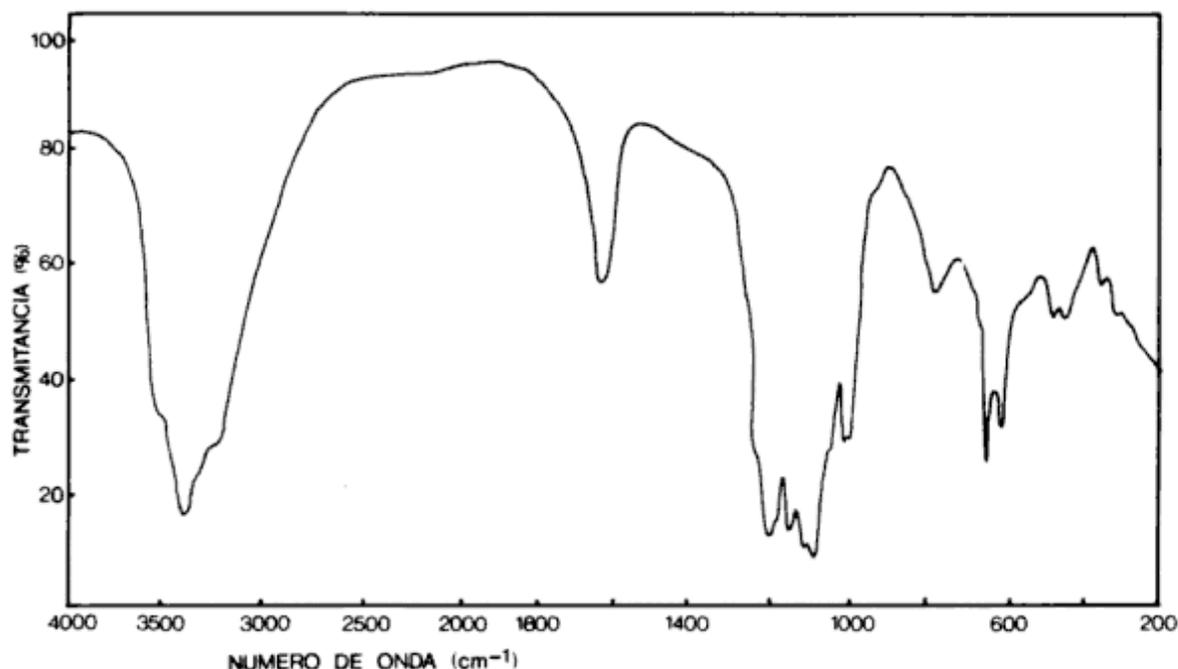


Figura 1: Espectro infrarrojo de siderito

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. 1: 121-125 y 133. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC). La Plata.
- Appleman, D. E. y Evans, H. T. Jr., 1973. Job 9214. Indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. United States Geological Survey, Computer Contribution 20. United States of National Technology Information Service, Document PB2 16188.
- Benoit, P. H., 1987. Adaptation to microcomputer of the Appleman-Evans' program for indexing and least-squares refinement of powder-diffraction data for unit-cell dimensions. *American Mineralogist*, 72: 1018-1019.
- Fleischer, M., 1961. New mineral names. *American Mineralogist*, 46: 242.
- Fleischer, M. y Mandarino, J. A., 1964. New minerals names: siderite. *American Mineralogist*, 49 (5-6): 820-821.
- Jambor, J. L. y Traill, R. J., 1963. On rozenite and siderite. *The Canadian Mineralogist*, 7 (5): 751-763.
- Joint Committee for Powder Diffraction Standards, 1986. Mineral powder diffraction file. Data book. International Centre for Diffraction Data, 1396 p. Pennsylvania.
- Márquez Zavallía, M. F., 1988. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas (Catamarca, República Argentina). Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta. 258 p. Salta. (Inédito).
- Márquez Zavallía, M. F., 1990. Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas - Catamarca - República Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 344-347. San Juan.
- Nakamoto, K., 1970. *Infrared spectra of inorganic and coordination compounds*. Second edition. John Wiley & Sons, 338 p. New York.
- Palache, C., Berman, H. y Frondel, C., 1951. *The system of mineralogy of J. D. and E. S. Dana*, Seventh edition, 2:492 John Wiley & Sons. New York.

Recibido: 7 de julio, 1992

Aceptado: 7 de junio, 1993

Medición e interpretación del flujo de calor terrestre en el sur de la Provincia de Buenos Aires

José KOSTADINOFF¹ y Walter A. REARTES²

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

²Universidad Nacional del Sur. Departamento de Física.
Alem 1253. 8000 Bahía Blanca, Argentina.

ABSTRACT. *Measurement and interpretation of the terrestrial heat flux in the south of Buenos Aires Province.* The terrestrial heat flow in the north-west part of the Colorado Basin was studied using geothermic gradient and thermal conductivity measurements in wells in the vicinity of Bahía Blanca. Values below the normal average of 1.50 HFU were recorded around Napostá station, possibly due to the high flux of the aquifer. The highest values obtained were from the Salinas Chicas-El Salitral area and are related to the influence of fractures in the basement on the circulation of water.

Introducción

La exploración geofísica de fuentes geotermales exige: a) la medición de parámetros físicos de las rocas involucradas; b) desarrollo de equipos; c) metodologías de medición; d) sistemas modernos de adquisición de datos (digitalización y computación) y e) interpretación geológica de los modelos obtenidos con los datos geofísicos.

Los campos geotermales se evidencian naturalmente por manantiales de aguas calientes y por la presencia de vulcanismo expuesto o sugerido por deducciones geológicas. Incidentalmente las perforaciones profundas ejecutadas para la búsqueda de hidrocarburos y minerales pueden atravesar mantos acuíferos y rocas secas con valores de temperatura anómalos.

Los mayores campos geotermales están asociados con actividad volcánica, fallamientos o levantamiento de bloques de corteza, resultado de procesos ocurridos en el manto superior que generan horst, grabens y basculamientos de la cubierta superficial terrestre.

Las manifestaciones geotermales abarcan casi todo el país, siendo las más importantes en la actualidad: 1) la cordillera andina y 2) las llanuras chaco-pampeanas.

La generalidad de los trabajos existentes son de reconocimiento y recopilación de antecedentes, la excepción son los realizados en la región de Copahue (noroeste de la Provincia del Neuquén), donde el aprovechamiento energético de sus recursos geotermales se encuentra en su etapa final.

El presente trabajo pretende aportar parámetros físicos e interpretaciones geofísicas de la cuenca de

Bahía Blanca para asistir a las investigaciones del sistema hidrotermal profundo de esta área (Fig. 1).

Este acuífero se manifiesta en una extensión de 2.500 km² y su espesor es de más de 300 metros. Su importancia reside en la potabilidad de sus aguas, el gran caudal de sus pozos, su alta temperatura y por encontrarse debajo de la ciudad de Bahía Blanca. A pesar de la amplia cobertura de perforaciones, en la actualidad la utilización de este acuífero es muy reducida. Existen evidencias que al sur de la provincia de Buenos Aires, desde la latitud de 39°S hasta la desembocadura del río Negro, continúa un acuífero hipertermal profundo y no potable, siendo los pozos Pedro Luro y Los Gauchos (Villalonga) los más destacables.

Las mediciones realizadas se refieren a la conductividad térmica y capacidad calórica de las rocas involucradas en esta cuenca, como asimismo los gradientes geotérmicos y del flujo de calor terrestre.

Anteriores trabajos de gravimetría, magnetismo y sísmica aportan elementos de valor para una mejor interpretación geológica del área.

Antecedentes

Con excepción de las investigaciones que comenzaron en el siglo pasado en Larderello, Italia, las referencias a nivel mundial sobre geotermia y sus posibilidades sólo se han desarrollado luego de la segunda guerra mundial. Los trabajos exploratorios y de factibilidad del aprovechamiento de los campos geotermales han ido incrementándose durante los

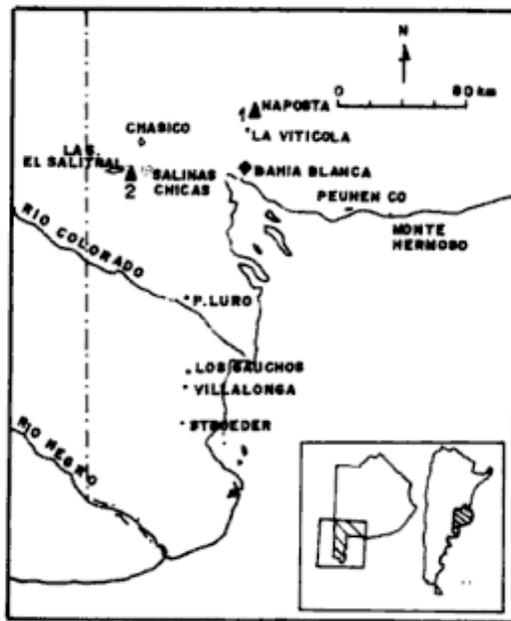


Figura 1: Mapa de ubicación. Los puntos triangulares con los números 1 y 2 indican el lugar donde se realizaron las observaciones de flujo de calor terrestre.

últimos veinte años, en especial luego de la crisis de energía de la década del 70.

Nuestro país no quedó al margen de las necesidades de contar con fuentes alternativas de energía, siendo destacables los artículos escritos por Maraggi (1970a,b y 1972a,b); Zunino (1978) y las investigaciones de la ex Comisión Nacional de Estudios Geotérmicos, ver Simonato (1983a,b). No se puede dejar de mencionar el trabajo de Robles (1987) sobre el gradiente geotérmico de 2.437 perforaciones petroleras realizadas en el territorio argentino.

Los métodos geofísicos más utilizados para la ubicación de campos geotermales son en orden de importancia: gravimetría, resistividad, magnetometría, sísmica de refracción y reflexión, de detección de microsismicidad y magnetotelúricos.

Una de las primeras recopilaciones sobre problemas en la exploración geofísica de fuentes geotermales se encuentra en los Proceedings de la First and Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources; de Pisa, Italia (1970) y San Francisco, USA (1975), respectivamente.

Una clasificación de los campos termales la sugirió Mac Nitt (1970) siendo de acuerdo a su ambiente geológico: I. Yacimientos vinculados a actividad volcánica Cuartaria. II. Yacimientos asociados a tectonismo Cenozoico. III. Yacimientos situados en regiones de plataforma. Por su analogía con el sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca se estudiaron los procesos de calentamientos que sugieren los casos II y III.

Fueron consultados los trabajos de García y García (1964), Maraggi (1970a,b y 1972a,b), Bergman (1971) y Bonorino (1988) a fin de realizar una evaluación de las temperaturas y gradientes geotérmicos de la región de Bahía Blanca. En lo referente a los parámetros físicos involucrados en la conductividad y flujo de calor se consultó Goss y Combs (1975) y los valores de difusión y conductividad térmica en rocas paleozoicas de las sierras Australes y sedimentos de la cuenca del Colorado se hallan explicitados en la investigación de Reartes y Kostadinoff (1988).

Una crítica a los métodos geofísicos y su aplicación a la explotación geotérmica se encontró en el artículo de Meidav y Tonani (1975).

Resultados de la exploración gravimagnetométrica fueron valorados de las publicaciones de Isherwood (1975), Palmason (1975), Combs (1975) y Baldi *et al.* (1975).

Por su similitud con el sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca resultaron de estimable valor las investigaciones de la cuenca geotérmica de Hungría (Pannonian Basin) realizadas por Balogh (1975) y Cermák *et al.* (1975).

Diversos investigadores han abordado el problema de la metodología para medir el flujo de calor terrestre, por ejemplo Allis y Garland (1976) han hallado valores en el fondo de pequeños lagos con profundidad entre 10 y 32 metros utilizando equipos similares a los usados en la exploración marina.

En forma similar Lee (1977) ha obtenido valores del gradiente geotérmico en pozos terrestres de menos de 13 metros de profundidad.

Una referencia anterior la constituye el trabajo de Lovering (1963); su importancia reside en la abundancia de datos y fundamentalmente en el análisis crítico que se hace de los mismos, concluyendo que para la obtención de valores confiables son necesarios perforaciones de por lo menos 30 m de profundidad.

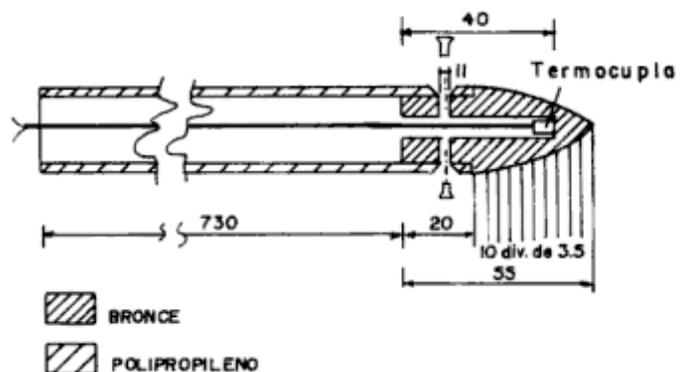


Figura 2: Diagrama de los sensores de temperatura insertados en la pared de los pozos.

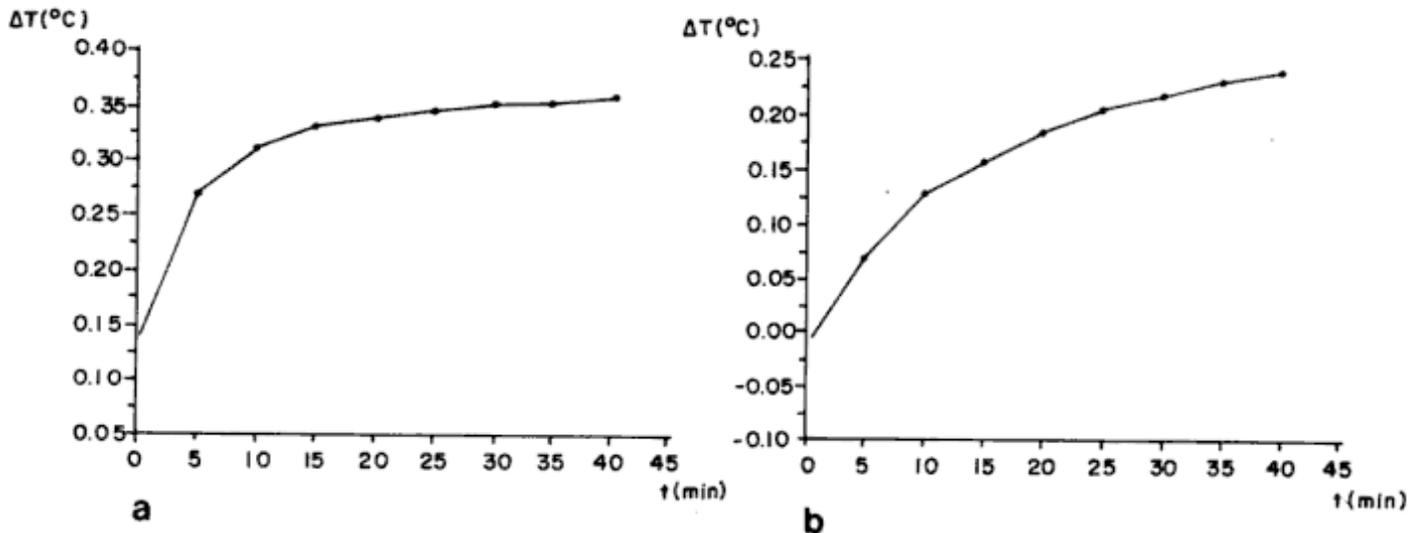


Figura 3: a. Curva de estabilización de temperatura del pozo Napostá (Diferencia de temperatura vs. tiempo). b. Curva de estabilización de temperatura del pozo El Salitral. (Diferencia de temperatura vs. tiempo).

De otra manera, las numerosas perturbaciones hacen imposible el estudio de los datos obtenidos. Debe aclararse sin embargo que el equipo de medición empleado por dicho autor es de baja sensibilidad, pues el mismo se basó en el uso de termocuplas.

Metodología

En el presente trabajo se presentan los resultados hallados en la medición del flujo de calor terrestre mediante una metodología desarrollada especialmente para su aplicación en pozos poco profundos.

El método se divide en dos partes: hallar el gradiente geotérmico y determinar la conductividad térmica de las rocas del lugar donde se realiza la experiencia.

Para lograr el primer objetivo se procede a la instalación de sensores de temperatura conectados como termómetro diferencial. Los mismos se ubican perforando lateralmente las paredes de un pozo de boca ancha y de profundidad mayor de 10 m. Las perforaciones laterales deben penetrar más de 70 cm.

El sistema de medición completo constó de las siguientes partes:

- Sensores de temperatura (integrados) embutidos en una punta de bronce colocado en un tubo de polipropileno de 2 cm de diámetro externo y 75 cm de longitud. El tubo se rellena de arena (Fig. 2).

- Termómetro electrónico: debe ubicarse entre los dos sensores, dentro del pozo, ajustándose a una sensibilidad de $0,01^{\circ}\text{C}$.

- Multímetro digital: para la lectura en superficie.

La maniobra de descenso y la perforación de las paredes del pozo se realizó desde una guindola sostenida por un cable de acero de alta resistencia.

Una vez instalados los sensores se procedió al registro de la temperatura durante aproximadamente una hora con intervalo de 5 minutos, obteniéndose así la curva de estabilización de temperatura antes de comenzar las mediciones del gradiente geotérmico. Por otra parte la medición de conductividad térmica de las rocas extraídas de los pozos se realizó en los laboratorios de Física de la Universidad Nacional del Sur. Para ello se recurrió a una técnica ya descrita por Reartes y Kostadinoff (1988).

Se seleccionaron dos zonas de interés: Napostá y Laguna El Salitral, hallándose con precisas mediciones el gradiente geotérmico, conductividad térmica del material de las paredes y temperatura ambiente (del pozo) en ambas áreas de trabajo.

El pozo Napostá tiene las siguientes características: sección elíptica, con diámetros de 2,80 y 1,92 m, profundidad 51 m, fondo seco con perforación y molino instalado.

El otro, correspondiente a la zona de Laguna El Salitral, es de sección circular de 1,26 m de diámetro y 12 m de profundidad, con agua en el fondo y molino instalado.

En el primero se ubicaron los sensores a una profundidad media de 38 m con una separación vertical de 4,42 m. La profundidad de penetración en la pared fue de 70 cm. La Figura 3a muestra la curva de estabilización correspondiente a esta medición.

En el segundo caso los sensores se instalaron a 10 m de profundidad, separados por 2,87 metros de distancia. También en este caso la penetración en las paredes laterales fue de 70 cm. La Figura 3b presenta la otra curva de estabilización.

El seguimiento detallado de la temperatura en función de la profundidad y el tiempo permitieron

evaluar la penetración de la onda térmica diaria y estacional en los suelos del área (Fig. 4a).

Como uno de los pozos es elipsoidal (Napostá) y el otro es cilíndrico (El Salitral), se modelaron matemáticamente las variaciones de temperatura con la profundidad, encontrándose para cada simetría la onda anual y diaria. Además se verificó a qué nivel del pozo desaparecen las perturbaciones térmicas externas (Fig. 4b).

Los campos de anomalías de gravedad y magnetismo se consultaron en Bonorino *et al.* (1990).

Interpretación de los resultados

En la zona de Bahía Blanca, que se encuentra sobre un alto estructural de basamento, las temperaturas de agua medidas en boca de pozo indican que el gradiente geotérmico es mayor de lo esperado de acuerdo a los cálculos de Bergman (1971). De este trabajo se observa que el mismo varía de 46 a 70 °C/km, o sea el doble del valor normal para un área continental (33 °C/km).

Estos resultados pueden ser explicados como consecuencia del adelgazamiento de la corteza producido, de acuerdo con Burke (1976), por la apertura de corteza (abortada) que dio origen a la cuenca del Colorado durante la formación del Océano Atlántico.

La pequeña magnitud de las anomalías del campo magnético terrestre (Fig. 5a) indicarían que durante este proceso no ascendieron, en esta cuenca, grandes

cantidades de material del manto superior; por lo tanto la casi totalidad del anormal flujo de calor terrestre es debido al adelgazamiento de la corteza. De tal modo los únicos canales que podrían mejorar la transferencia de calor a la zona hidrotermal de Bahía Blanca y alrededores serían una densa red de fracturas de distensión relicto de la formación de la cuenca del Colorado. La ubicación de esta anomalía estructural es presentada por Schillizzi *et al.* (1990).

Los disparos de sismica de refracción realizados en el sector marino por Ewing *et al.* (1962) corroboran que el espesor de la corteza de esta cuenca se ha reducido a valores comprendidos entre 24 y 26 km, en coincidencia con los hallados en la cuenca de Hungría (Pannonian Basin), Balogh (1975).

Las mediciones del campo gravitatorio, Kostadinoff y Font (1979); las determinaciones gravimagnéticas, Schillizzi y Kostadinoff (1985) y Bonorino *et al.* (1990); y los resultados de la sismica de Schillizzi *et al.* (1990) indican un basamento fuertemente fracturado en dirección este-oeste (apertura de la cuenca del Colorado) y noroeste-sureste (remanente de las estructuras paleozoicas que dieron origen a la cuenca interserrana bonaerense y posterior formación de las sierras Australes).

De acuerdo a los parámetros anteriormente mencionados y teniendo en cuenta la clasificación de Mac Nitt (1970), podemos decir que el sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca pertenece al ambiente geológico III, definido como yacimientos en regiones de plataforma.

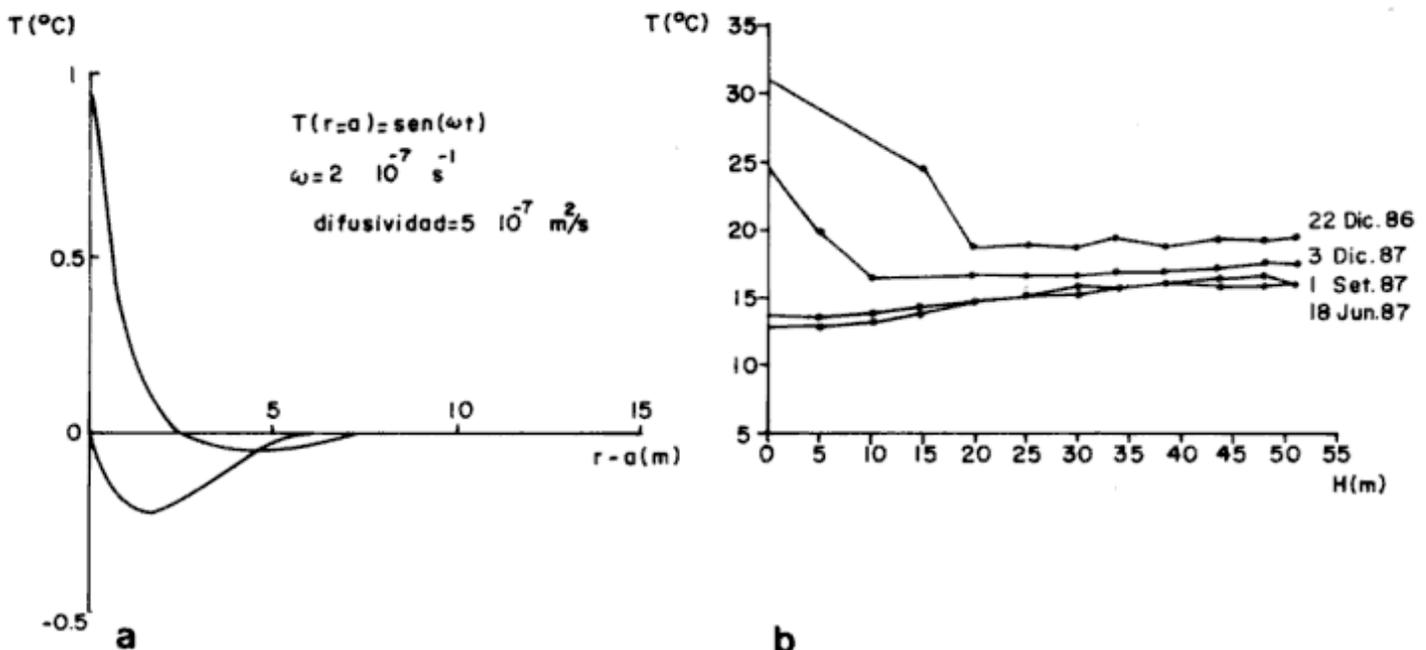


Figura 4: a. Temperatura en función del radio del pozo en un medio cilíndrico. b. Temperatura ambiente del pozo vs. profundidad. Pozo Napostá.

Las exploraciones gravimagnetométricas suelen ser conflictivas cuando se trata de interpretar la ubicación de los reservorios geotérmicos, así por ejemplo, los yacimientos de The Geyser (USA), Banter (Indonesia), Soptura (India), Hannington (Kenia), Delta del Niger (Nigeria) e Indian Heaven Range (USA) se encuentran sobre anomalías de Bouguer negativas; en cambio Wairakei (Nueva Zelanda), Imperial Valey (Islandia) y Cesano (Italia) se hallan sobre anomalías positivas.

De acuerdo a Meidav y Tonani (1975) esto depende del tipo de fuente que origina el campo termal. Según estos autores no sólo se debe considerar las anomalías de Bouguer sino más importante aún es la ubicación de los gradientes gravitatorios y magnéticos. Los mismos, generalmente, indican fracturas o contacto de rocas. Esto debe destacarse ya que las fracturas pueden transportar por convección cientos de veces más calor que los procesos de radiación (White 1965).

Como el gradiente geotérmico, la conductividad de las rocas y el flujo de calor terrestre delimitan el campo geotérmico se procedió a medir estos parámetros en áreas singulares de la cuenca de Bahía Blanca.

Así los valores en el pozo Napostá, en la cuenca de La Vitícola (Kostadinoff y Font 1984), son:

gradiente geotérmico	:	59 °C/km
conductividad térmica	:	0,93 ± 0,15 W/m°C
flujo de calor	:	55 ± 12 mW/m2 (1,31 HFU)

Esta última determinación que se encuentra por debajo de los valores normales de 1,50 HFU, no niega la existencia de un reservorio geotermal, sino por el contrario y de acuerdo a Meidav y Tonani (1975), esto indicaría en grabens un área de alta infiltración donde los flujos laterales son grandes, lo que produciría una atenuación de la onda térmica.

El pozo El Salitral se encuentra ubicado, de acuerdo a los gradientes gravimagnetométricos, en una fractura que está asociada a las depresiones de Salinas Chicas (-44 m) y El Salitral (-18 m). Los valores obtenidos en el área de la fractura son:

gradiente geotérmico	:	82,5 °C/km
conductividad térmica	:	0,93 ± 0,15 W/m°C
flujo de calor	:	77 ± 17 mW/m2 (1,84 HFU)

Este último dato se ubicaría en un 40 % por encima del hallado en el pozo Napostá.

Por lo tanto podemos inferir que en la zona los mayores valores del flujo de calor terrestre se debería a una gran fractura de distensión que permite la penetración del agua a niveles profundos y posterior surgencia por convección. Un descenso del acuífero hasta el nivel de los 2.000 m es suficiente para calentar por gradiente geotérmico el agua que surge en el pozo Chasicó.

La fractura aquí indicada es la misma que margina el flanco norte del alto estructural de Bahía Blanca,

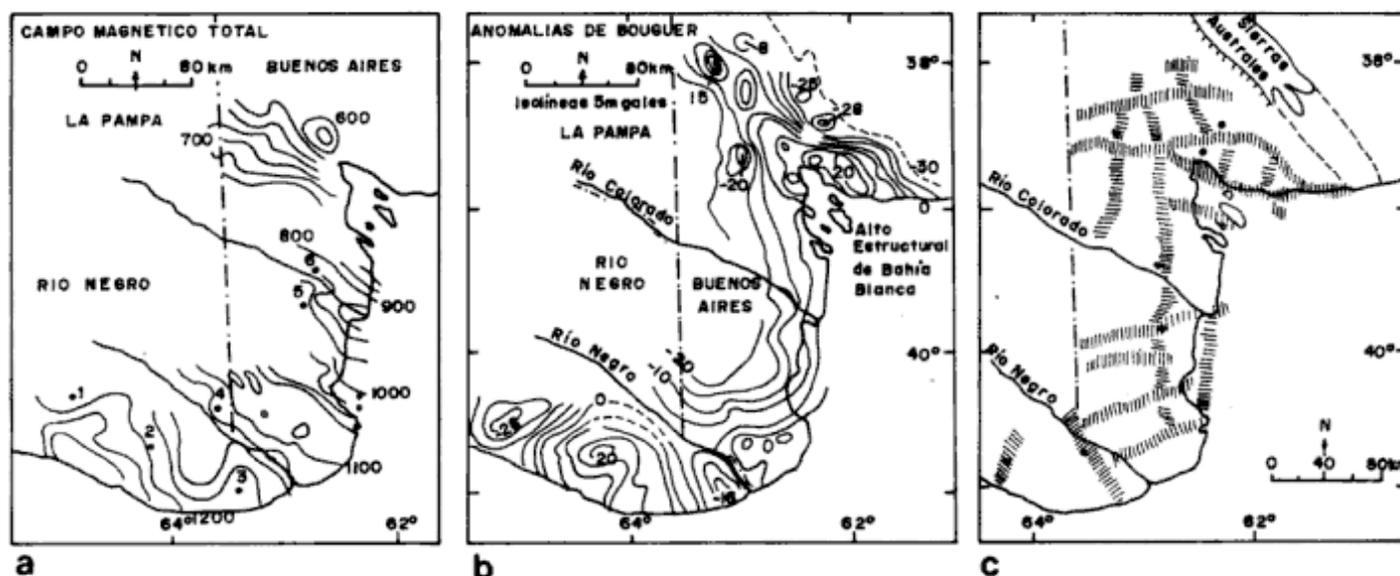


Figura 5: a. Mapa del campo magnético terrestre (residual), con la ubicación de los pozos al sur del paralelo 39°S. (1) Lagunas Dulces, (2) O'Connor, (3) La Elvira, (4) La Blanqueada, (5) Los Gauchos, (6) Pedro Luro y (7) Colorado. b. Ubicación de las anomalías gravitatorias de Bouguer y del alto estructural de Bahía Blanca. c. Areas donde la correlación entre el gradiente gravitatorio, mediciones del gradiente geotérmico y pozos perforados permiten proponer las zonas con alto flujo de calor terrestre. o pozos con alto gradiente geotérmico.

(Fig. 5b) y cuyo termalismo es descripto por Bonorino (1988).

Una alternativa para justificar este valor anormal de flujo de calor terrestre es sugerir la existencia de una pequeña placa intrusiva dentro de la fractura del basamento (placa intrabasamental) en el área de la laguna de Chasicó.

La presencia de este intrusivo puede ser supuesta en base a las anomalías de Bouguer y magnéticas existentes al sureste de la laguna, pero esta proposición es altamente especulativa debido a las pocas mediciones geofísicas realizadas en el sector.

Las anomalías geotérmicas de los pozos Pedro Luro y Los Gauchos se explicarían por el mismo proceso de adelgazamiento cortical propuesto para el sistema hidrotermal de Bahía Blanca. Esta situación se representa por la configuración de los mapas estructurales del área (Kaasschieter 1965, Kostadinoff y Font 1984).

El sistema de fracturas en las rocas del basamento muestra una orientación suroeste-noreste; además en la faja que se centra en la bahía Anegada existe un déficit de masa identificado por las anomalías gravimétricas de Bouguer en concordancia con el graben de Stroeder propuesto por Turner y Baldi (1979).

Los lineamientos estructurales que dan los gradientes gravitatorios existentes en la región indican la presencia de complejas estructuras y fallas del basamento que puedan extender las posibilidades geotermales de la región hasta el río Negro. Por lo tanto si se plantea que el sistema de fracturas es una de las estructuras más promisorias para la ubicación de fuentes geotermales; es posible presentar, de acuerdo a los estudios gravimagnetométricos, un mapa que indique las zonas más favorables para la ubicación de pozos exploratorios (Fig. 5c).

Finalmente la importancia de estos acuíferos profundos que se despliegan desde las sierras Australes hasta la desembocadura del río Negro, quedaría patentizada si fueran aplicados para calefacción y procesos industriales. Por similitud y extensión estos acuíferos son comparables a los aprovechados en la cuenca de Hungría donde Balogh (1975) cita que con un aprovechamiento de 500.000 m³ diarios de agua a 57 °C se logra un ahorro en combustible de 360 millones de US\$ anuales (a valores de octubre de 1990).

Conclusiones

Se propone que la fuente de termalismo de la cuenca de Bahía Blanca y su extensión al sur de la provincia de Buenos Aires es provocada por el adelgazamiento

de la corteza terrestre asociado con sistemas de corrientes convectivas del agua en zonas de fractura.

No se excluye que en el área de la laguna de Chasicó se encuentre una placa intrusiva intrabasamental, pero no se han hallado aún evidencias que le puedan atribuir propiedades termales.

En la zona de fractura de la depresión de Salinas Chicas el flujo de calor terrestre es un 40% más alto que en el área del graben de La Vitícola.

Agradecimientos

A J. Kröger por el préstamo de su invaluable recopilación de trabajos de geotermia. A G. Bonorino por brindarme el relevamiento de pozos de los alrededores de Bahía Blanca. Al personal del Instituto Argentino de Oceanografía que colaboró con este trabajo. Esta investigación se realizó con fondos del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, PIA 591.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allis, R.G. y Garland, G.D., 1976. Geothermal measurements on five small lakes in north west Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13:987-997, Quebec.
- Baldi, P., Carmeli, G.M., Locardi, E., Mouton, J. y Scandellari, F., 1975. Geology and Geophysics of the Cesano Geothermal Field. *Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, 2:871-881. San Francisco.
- Balogh, J., 1975. Result achieved in Hungary in the utilization of geothermal energy. *Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, 1:29-31. San Francisco.
- Bergman, F.A.J., 1971. La energía geotérmica y su posibilidad de desarrollo en la provincia de Buenos Aires. Informe Consejo de Investigaciones Científicas. 26 p. La Plata (Inédito).
- Bonorino, A.G., 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. Tesis. Universidad Nacional del Sur. 268 p. Bahía Blanca. (Inédito).
- Bonorino, A.G., Schillizzi, R.A. y Kostadinoff, J., 1990. Investigación geológica y geofísica de la región de Bahía Blanca. *Actas 3º Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*, Universidad Nacional de La Pampa, 3:55-64. Santa Rosa.
- Burke, K., 1976. Development of the tectonic trench associated with the rifting of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36:93-112. Amsterdam.
- Cěrmák, V., Lubimova, E.A. y Stegena, L., 1975. Geothermal mapping in central and eastern Europe. *Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, 1:47-57. San Francisco.
- Combs, J., 1975. Geophysical techniques in exploration. *Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources*, 1:81-86. San Francisco.
- García, J. y de García, O.M.E., 1964. Hidrogeología de la región de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires y La Pampa). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 96:1-94. Buenos Aires.
- Goos, R. y Combs, J., 1975. Thermal conductivity measurement and

- prediction from physical well log parameter with borehole application. Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources, 2:1019-1027. San Francisco.
- Isherwood, W.F., 1975. Gravity and Magnetic studies of The Geysers-Clear Lake geothermal region, California, USA. Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources, 1:1065-1073. San Francisco.
- Kaasschieter, J.P.H., 1965. Geología de la cuenca del Colorado. Acta Geológica Lilloana, 2º Jornadas Geológicas Argentinas, 3:252-271. Tucumán.
- Kostadinoff, J. y Font, G., 1979. Máximo gravimétrico e isostasia en la rfa de Bahía Blanca. Instituto Argentino de Oceanografía, Contribuciones Científicas, 48:1-31. Bahía Blanca.
- Kostadinoff, J. y Font, G., 1984. La cuenca del Colorado en el litoral sur de la provincia de Buenos Aires. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 3:7-26. Buenos Aires.
- Lee, T.C., 1977. On shallow hole temperature measurement. A test study in the Salton Sea geothermal field. Geophysics, 42 (3): 572- 853. New York.
- Lovering, T.S., 1963. Measuring geothermal gradient in drill holes less 60 feet deep, East Tintic District, Utah. US Gov.. Washington.
- Mac Nitt, J., 1970. The geological environment of geothermal field as a guide to exploration. Proceedings First UN Symposium on the development and use of geothermal resources, 2:1-58. Pisa.
- Maraggi, E.S., 1970a. La energía geotérmica y la gran cuenca artesiana termal de Bahía Blanca. Revista Minera, 89:11-21. Buenos Aires.
- Maraggi, E.S., 1970b. Proyecto y fundamento para crear la Comisión Nacional de Energía Geotérmica. Revista Minera, 96:7-13. Buenos Aires.
- Maraggi, E.S., 1972a. Un enfoque Argentino sobre la energía geotérmica. Revista Minera, 108:11-21. Buenos Aires.
- Maraggi, E.S., 1972b. La astenosfera y los recursos energéticos geotérmicos argentinos. Revista Minera, 116:23-33. Buenos Aires.
- Meidav, T. y Tonani, F., 1975. A critique of geothermal exploration techniques. Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources, 2:1143-1154. San Francisco.
- Pálmason, G., 1975. Geophysical methods in geothermal exploration. Proceedings Second UN Symposium on the development and use of geothermal resources, 2: 1175-1184. San Francisco.
- Reartes, W.A. y Kostadinoff, J., 1988. Parámetros físicos relacionados al flujo de calor terrestre en rocas sedimentarias de cuencas de la República Argentina. Revista Geofísica, 28:73-83. México.
- Robles, D.E., 1987. El gradiente geotérmico actual en Argentina y zonas aledañas de países vecinos. Actas. 10º Congreso Geológico Argentino, 2:313-316. Tucumán.
- Schillizzi, R.A. y Kostadinoff, J., 1985. Basamento geofísico del área sudoccidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas:1055-1067. Bahía Blanca.
- Schillizzi, R.A., Bonorino, A.G. y Kostadinoff, J., 1990. Geofísica y geología del sector noroccidental de la cuenca del Colorado. Provincia de Buenos Aires. 16º Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Geoacta, 17:167-177. Buenos Aires.
- Simonato, I.B., 1983a. Antecedentes y estado actual de la investigación geotérmica en la República Argentina. Petrotécnica:51-56. Buenos Aires.
- Simonato, I.B., 1983b. Antecedentes y estado actual de la investigación geotérmica en la República Argentina. Petrotécnica:51-56. Buenos Aires.
- Turner, J. y Baldi, B., 1979. La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, (Neuquén), 2:107-117. Buenos Aires.
- White, E.D., 1965. Geothermal energy. US Geological Survey Circular, 519:17. Washington.
- Zunino, J.J., 1978. Energía geotérmica. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Físicas y Naturales, 30:193-216. Buenos Aires.

Recibido: 16 de octubre, 1990

Aceptado: 11 de junio, 1993

Centro eruptivo cretácico Tres Cruces, Provincia de Salta: un ejemplo de mecanismo eruptivo hidromagmático

Corina RISSO¹, Mónica E. FALCONE^{1,2}, José E. VIRAMONTE^{2,3} y Carlos A. RINALDI^{1,2}

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

ABSTRACT. *The "Tres Cruces" Cretaceous eruptive centre, Salta Province: an example of hydromagmatic eruption.* The "Tres Cruces" eruptive centre at Quebrada del Río Conchas, Salta Province, is regarded as a monogenetic Cretaceous palaeovolcano (Basalto Las Conchas), formed as a result of hydrovolcanic explosive activity. Only part of the cone and the basaltic neck remain. Lithofacies and structural reconstruction, and petrography suggest that the whole volcanic edifice was a tuff ring, built up on a basal explosive breccia, covered by a series of dry and wet base surges. Intercalated within the surge deposits are debris flows and a large number of basaltic projectile blocks and bombs. The eruptive mechanisms evolved from an initial phreatic phase to a hydromagmatic one, with simultaneous gravitational processes and strombolian explosive phases. Completion of the cycle was marked by collapse of the interior of the crater.

Introducción

En el noroeste argentino, durante el Jurásico Superior-Cretácico-Eogénico, se desarrolló un rift de antepaís (Galliski y Viramonte 1988) colmatado por la potente secuencia sedimentaria del Grupo Salta (Turner 1959). El estudio de las unidades que conforman este Grupo se debe entre otros a Moreno (1970), Reyes y Salfity (1973) y Reyes *et al.* (1979).

La región se caracteriza por un conjunto heterogéneo de rocas que abarcan desde granitos y metamorfitas de alto y bajo grado, donde se incluye a la Fm. Puncoviscana (Paleozoico), hasta una espesa pila de sedimentos terrígenos (Grupo Salta: Subgrupo Pigua, con las formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos) y sedimentos de agua salobre (Subgrupo Balbuena) para culminar con sedimentos terciarios y cuaternarios de variado origen.

Las rocas ígneas asociadas al desarrollo del rift se agrupan según tres pulsos magmáticos vinculados con tres etapas de baja velocidad de convergencia entre las placas continental y oceánica (110 Ma, 75 Ma, y 60 Ma; Valencio *et al.* 1979) y de los cuales nos interesa el segundo pulso. El magmatismo se encuadra dentro de la serie alcalina y la tipología del rift es de baja volcánicidad (Galliski y Viramonte 1988).

Las manifestaciones volcánicas han quedado muy bien registradas a lo largo de la quebrada del río Las Conchas, representadas por coladas lávicas, diques y filones capa. Las coladas de lava están asociadas a

sucesiones piroclásticas, en la mayoría de los casos producidas por fases explosivas hidrovulcánicas.

La definición formal de estas unidades volcanosedimentarias se debe a Reyes y Salfity (1973), quienes denominan Basalto Las Conchas a las rocas efusivas básicas incluidas en el tercio superior de la Formación Las Curtiembres, entidad media del Subgrupo Pigua, de la Subcuenca de Alemania y cuya edad radiométrica 78 ± 5 Ma 77 ± 5 Ma (Valencio *et al.* 1979 y Galliski y Viramonte 1988) indica edad campaniana.

La estructura regional está regida por grandes fracturas inversas de rumbo meridiano y lineamientos normales que controlan el emplazamiento de los diques y las inflexiones del curso del río Las Conchas (Risso 1990) y que tiene sus raíces en la actividad tectónica terciaria.

A pesar de su muy bajo grado de conservación, los centros eruptivos aún hoy reconocibles, revelan la existencia de al menos dos tipos diferentes, a saber:

a) Secuencias que presentan una fuerte componente de actividad stromboliana, con generación de conos de escoria y ceniza ("cinder cones") y emisión de coladas lávicas. Los depósitos hidromagmáticos están subordinados a la actividad stromboliana y están representados por capas de oleadas piroclásticas basales, intercaladas entre las coladas como se observa en la quebrada Abra El Sunchal, fuera del área del presente trabajo.

b) Secuencias en donde los depósitos hidro-

magmáticos son predominantes, con formación de edificios del tipo anillo de tobas ("tuff ring"), conos de tobas ("tuff cone") y/o maares. De los tres tipos de edificios, el primero es el que se aproxima más a las características de la secuencia sedimentaria descripta. El centro eruptivo Tres Cruces de edad cretácica, es el ejemplo mejor conservado de este segundo caso y su estudio utilizando técnicas aplicadas a erupciones recientes ha sido el objetivo del presente trabajo.

El centro eruptivo Tres Cruces

Ubicación y morfología del cuerpo

Este centro eruptivo se encuentra ubicado en la margen derecha del río Las Conchas, a la altura del km 42 de la ruta nacional N°68, que une Cafayate con Salta (Fig. 1).

Las primeras descripciones detalladas del área de Tres Cruces -conocida entonces como El Pichanal- se deben a Frenguelli (1936). Este autor interpreta el centro eruptivo, como una diatrema rellena por una zona brechosa, dentro de la cual se han emplazado diques basálticos con disyunción columnar. Deduce que primeramente se emitió un magma limburgítico con pectolita, en cuya masa consolidada se inyectara luego un basalto algo alcalino.

Morfológicamente se trata de una elevación semilunar de aproximadamente 60 m de altura, y 500 m de diámetro construida principalmente por depósitos piroclásticos en contacto por falla con los depósitos sedimentarios de la Fm. Las Curtiembres (Figuras 1, 2 y 7). Las piroclastitas inclinan hacia el centro del semicírculo y la sucesión de sur a norte sería la siguiente: brecha, depósitos de oleadas piroclásticas, cuartario, oleadas piroclásticas y nuevamente la misma brecha que al principio (estas dos últimas vuelven a aflorar inclinando en sentido contrario que las dos primeras).

El aspecto actual de los afloramientos difiere de su forma cónica original y ha sido labrado principalmente por agentes fluviales.

En el lateral suroeste de la estructura aflora, dentro del contexto piroclástico un cuello volcánico con marcada disyunción columnar y varios diques de pequeñas dimensiones, que constituyen los únicos productos exclusivamente magmáticos del conjunto (Figuras 1, 2 y 7).

Localmente, el centro eruptivo Tres Cruces está limitado, al norte, sur y suroeste (Figuras 1, 2 y 7) por fallas normales visibles. Las fallas determinan un diseño en planta subcircular. Tanto en los puntos A y B del perfil (Figuras 1 y 10e) como en otros sectores

del complejo se observan los pliegues de arrastre que afectan a las pelitas cuasi horizontales de la Fm. Las Curtiembres. Las flexuras en las sedimentitas indican sentido del movimiento relativo, en este caso el hundimiento de parte del cono.

En los mismos puntos y como ya se ha dicho, se ponen en contacto por falla las pelitas de la Fm. Las Curtiembres con los depósitos del centro eruptivo. En especial en el punto A las sedimentitas están fuertemente flexuradas originando una suerte de "anticlinal" de aproximadamente 60 cm de amplitud que puede seguirse a lo largo del contacto. El ala norte de este anticlinal está parcialmente invadido por un dique carbonático (fuera de escala en la Fig. 1) de similares características al de rumbo NS que corre próximo a la Ruta 68 (Fig. 1).

Litofacies de las sucesiones epiclásticas y piroclásticas

Los depósitos que forman los flancos de la estructura pueden diferenciarse en cinco litofacies, cuya sucesión vertical permite reconstruir parcialmente la historia de crecimiento del antiguo aparato eruptivo (Fig. 4).

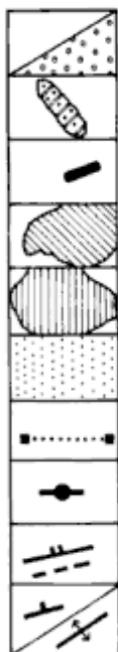
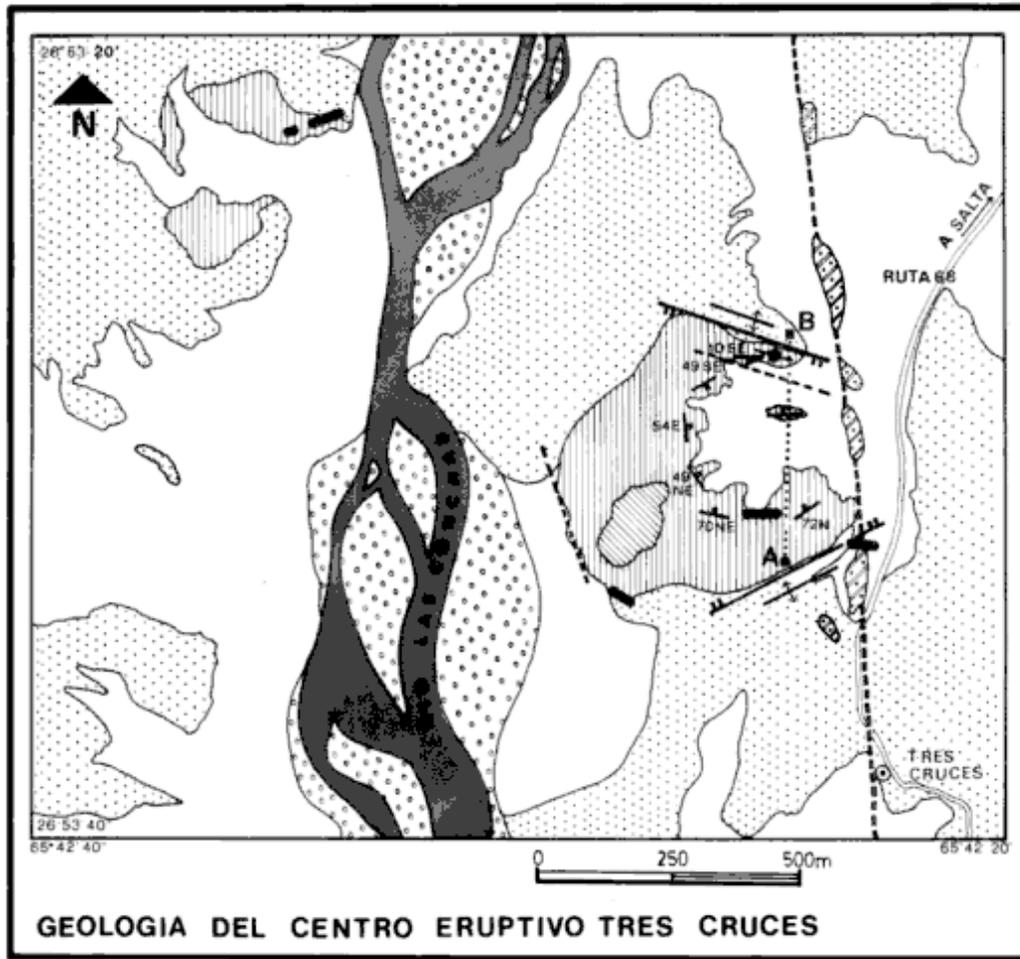
Los mismos están parcialmente indurados por cemento principalmente carbonático (calcita), analcima y óxidos de hierro. En especial la Litofacies I resalta en el perfil topográfico, por su mayor dureza relativa (Figs. 2 y 7).

Sus principales características se resumen en la Tabla 1.

Litofacies I

Se trata de una brecha de textura matriz soportada, color castaño rojizo, en contacto por falla con la formación Las Curtiembres (Figuras 1 y 10e). El tamaño de grano modal (80%) corresponde a arena gruesa a muy gruesa, con individuos angulosos y algunos equidimensionales de cuarzo, feldespato rosado y granate. La fracción de mayor tamaño (20%) está compuesta por clastos dispersos en la matriz, de tamaños comprendidos entre guija (95%) y guijón (5%), cuyo diámetro máximo medido es de 20 cm. Lo forman filitas verdes moteadas (30%), de forma tabular, cuarzo de vena (40%) equidimensional, cristales de ortosa rosada y líticos graníticos (30%) prolados además escasos clastos de esquistos cuarzo-feldespáticos ricos en porfiroblastos de granate y plagioclasa.

Algunos individuos se hallan rodeados por halos de alteración hidrotermal (Fig. 3).



- Sedimentos cuartarios no diferenciados**
- Aluvio**
- Dique carbonático**
- Dique**
- Cuello volcánico**
- Tobas, brechas**
- Fm. Las Curtiembres**
- Traza del Perfil**
- Estratos Verticales**
- Falla con labio hundido**
- Falla supuesta**
- Rumbo e inclinación**
- Pliegue de arrastre**



Figura 1: Mapa de ubicación y geología del centro eruptivo Tres Cruces.

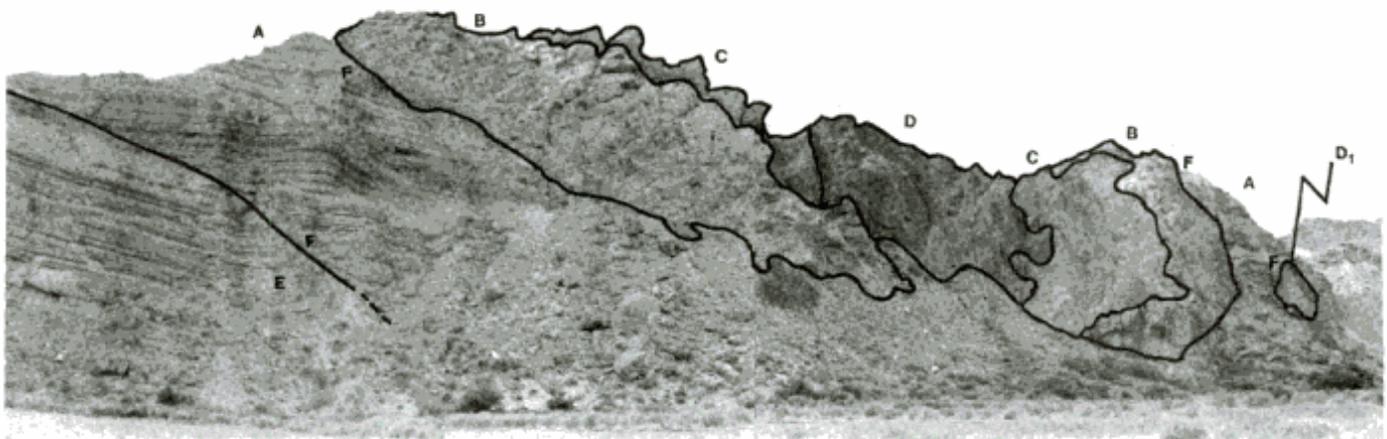


Figura 2: Vista SO del Centro Eruptivo Tres Cruces. A=Formación Las Curtiembres. B=Brecha. C=Depósitos de oleadas piroclásticas. D=Cuello volcánico, dique (D1) y dique carbonático (D2). E=Deformación pelitas Fm. Las Curtiembres. F=Fallas

La roca forma cuerpos de fuerte expresión morfológica, constituidos por estratos que poseen dimensiones decimétricas en espesor. Sólo se observa estratificación grosera y difusa orientación paralela de los clastos mayores.

Petrográficamente las rocas (Muestras TC-I y TC-III) (Fig. 4) poseen una textura clástica flotante, dada por clastos muy irregulares y angulosos de cuarzo, metamorfitas, plagioclasa y microclino. El cuarzo de 1 mm de diámetro presenta extinción ondulosa y mortero. Los clastos de rocas metamórficas de grano fino e ígneas son los de mayor tamaño y llegan a 1,80 mm. La plagioclasa y el microclino (con maclas deformadas) abundan tanto en la fracción clástica como en la matriz, y son de formas tabulares y contornos angulosos con fractura cóncava. En la matriz abundan el cuarzo, circón, granate (de hasta 1 mm) con cierto grado de idiomorfismo, muscovita y biotita muy flexuradas y turmalina verde. El cemento es rico en óxidos de hierro (pátinas rojizas); carbonatos, sericita, y algo de analcima.

No hay participación del magma activo.

La composición modal es: Q=90%, Pg=7%, Microcl=3%.

La relación clastos/aglutinante es 60/40.

Los datos petrográficos sugieren que los fragmentos líticos de metamorfitas de grano fino pertenecerían a las filitas de la Fm. Puncoviscana y/o a los clastos de la Fm. La Yesera. Los clastos pelíticos provendrían de la Fm. Las Curtiembres. El microclino, de los clastos de granito físico del basamento más próximo reconocido en la zona (Co. Amarillo, Rapela 1976) donde es muy abundante.

Se lo interpreta como un depósito del tipo brecha de explosión freática, de apertura en el inicio del ciclo eruptivo (en el sentido de Fisher 1960: "phreatovolcanic breccia" o de Wohletz y Sheridan 1983: "un término descriptivo para caracterizar un depósito

piroclástico caótico, de grano grueso que bordea una chimenea explosiva hidromagmática").

Litofacies II

Se trata de lapillitas de color verde grisáceo intermedio a claro, de textura clasto sostenida (Fig. 4). El esqueleto (70%) presenta piroclastos de tamaño medio correspondiente a lapilli, algunos muy amigdaloides, cuyo tamaño máximo es de 3 cm. Son predominantemente de composición basanítica (Risso 1990), afaníticos, angulosos a subredondeados. Suelen incluir xenocristales de piroxeno de 3 mm de diámetro promedio. Subordinados se presentan individuos de cuarzo, feldespato, filitas y pelitas de formas irregulares. La población está bien seleccionada. Se hallan escasos halos de alteración hidrotermal y ocasionales lapilli acrecionales (cored lapilli) de hasta 2,5 cm de diámetro.



Figura 3: Halos de alteración hidrotermal en brecha de explosión inicial.

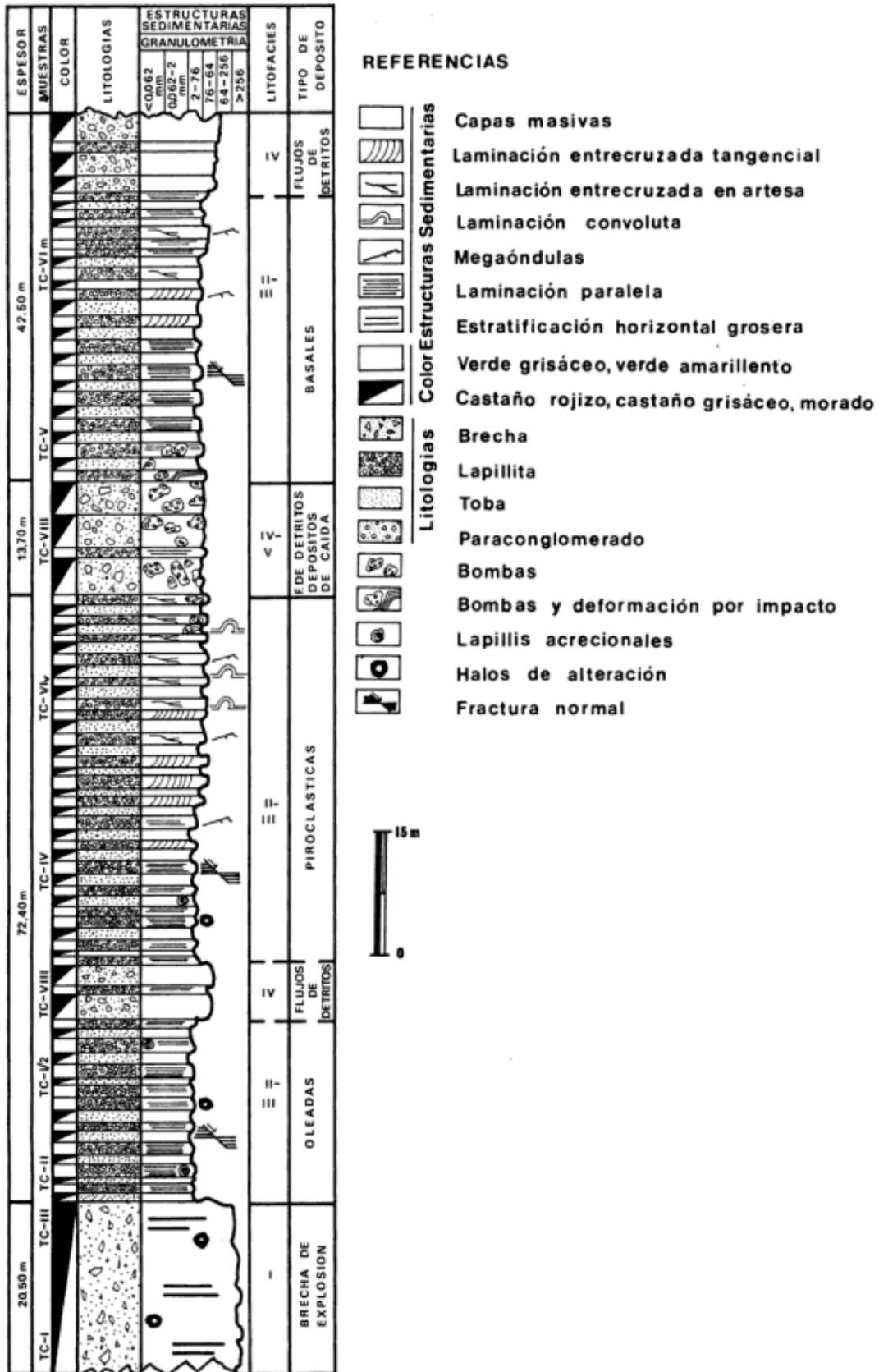


Figura 4: Columna estratigráfica del centro eruptivo Tres Cruces.



Figura 5: Textura clástica con vitroclastos (Vi) cloritizados y contornos irregulares y angulosos, con vesículas; (F) feldespato. S/N x 10 (Foto Castro 1993)

La matriz (30%) corresponde al tamaño ceniza gruesa a mediana y su composición es cuarzo-feldespática.

Los bancos son tabulares, de espesores centimétricos a decimétricos con contactos netos. Presentan pequeñas fracturas normales de empuje.

Según sus estructuras internas primarias pueden dividirse en:

Litofacies IIa: con laminación paralela.

Litofacies IIb: con laminación entrecruzada tabular de bajo ángulo y megaóndulas preservadas en el techo.

Litofacies IIc: con laminación entrecruzada de antiduna y en artesa de escala mediana. Frecuente laminación convoluta y deformación por carga en la base.



Figura 6: Depósitos de oleadas piroclásticas.

Desde un punto de vista petrográfico (Muestras TC-II, TC-I/2, TC-V y TC-VIv) las rocas poseen textura clástica tangencial formada por clastos muy irregulares y angulosos de cuarzo (1,30 mm) con extinción ondulosa y en mortero, muy tectonizado, y volcanitas (diámetros entre 2,70 y 1,80 mm) verde claras, afaníticas y muy alteradas con manchones de calcita y cloritas verdes. De éstas unas pocas poseen textura porfírica relictica mientras que la mayoría corresponden a vitroclastos, algunos con texturas axiolíticas afectados por procesos de devitrificación (Fig. 5). Algunos piroclastos son extremadamente ricos en amígdalas esféricas de calcita y otros presentan xenocristales de cuarzo y feldespatos. Los óxidos de hierro remarcan las amígdalas y los bordes sinuosos y cóncavos de los vitroclastos. Los clastos mayores son



Figura 7: Depósitos de oleadas piroclásticas.

de metacuarcitas (9 mm) y de rocas esquistosas de grano fino (diámetros entre 7 y 9 mm). La matriz es rica en clastos irregulares de cuarzo, volcanitas, plagioclasas, microclino (0,91 mm), granate (0,40 mm), muscovita, biotita, turmalina verde (0,35 mm) y epidoto (allanita ?). Los cementos son analcima, calcita y óxidos de hierro.

La composición modal es: cuarzo 93-78%; volcanitas 17%; microclino 4%; plagioclasa 1%; granate y anfíbol 1%.

La relación clastos aglutinante es 53/47.

Las erupciones que producen oleadas piroclásticas son muy pulsatorias, por lo tanto hay considerables variaciones en el poder del flujo y en las características granulométricas de oleadas piroclásticas sucesivas.

Se las interpreta como una alternancia de lapillitas más finas y más gruesas producto de oleadas piroclásticas basales secas ("dry base surge"), Litofacies IIa y b y húmedas (?) ("wet base surge") Litofacies IIc (Cass y Wright 1987 y Araña y Ortíz 1984)(Fig. 6).

Litofacies III

Se trata de tobas cristalinas de color castaño rojizo a grisáceo intermedio, con tamaño medio correspondiente a ceniza fina a mediana, muy bien seleccionadas (Fig. 4). Los individuos son cuarzosos, de feldespato y volcánicos (basanitas). Son equidimensionales a prolados y de contornos angulosos.

Las capas son tabulares o lentiformes, de pocos centímetros a decímetros de espesor.

Presentan halos de alteración hidrotermal, lapilli acrecionales de 1 cm de diámetro y fracturas normales de empuje.

Las capas son masivas, ocasionalmente laminadas. Suele haber megaóndulas de cresta recta en el techo de los bancos (amplitud=50 cm y longitud de onda=1,5 m).

Difiere de la Litofacies II por la marcada disminución de los fragmentos volcánicos, el tamaño de grano y las estructuras.

Petrográficamente (Muestras TC-V y TC-VIm) poseen textura clástica tangencial, con predominio de cuarzo (diámetro 0,40 mm) con extinción ondulosa y en mortero, irregular y angular. Le siguen en abundancia clastos de plagioclasa (0,30 mm), microclino (0,45 mm), granate, muscovita, turmalina verde, escasos fragmentos de volcanitas vesiculares, y xenocristales de clinopiroxenos. El cemento es una mezcla de analcima, carbonatos, óxidos de hierro y cloritas verdes.

Las volcanitas tienen formas irregulares y representan fragmentos de vidrio casi totalmente alterado, predominando aquí la alteración ferruginosa a la clorítica.

Su composición modal es: cuarzo 78%, plagioclasa 7%, volcanitas 5%, cuarcitas 5%, microclino 5%, granate 1%.

La relación clastos/aglutinante es 67/33.

No es de extrañar la participación de un alto porcentaje de material accidental, en este caso cuarzo y feldespato, ya que es común que sea un elemento significativo en los depósitos de "surge" (Cass y Wright 1987:211) en especial en el caso de depósitos



freatomagmáticos de "base surge" debidos al carácter violento y explosivo de estas erupciones.

Por su granulometría se las clasifica como tobas y se las interpreta como depósitos de oleadas piroclásticas basales masivas ("massive ash facies") (Cass y Wright 1987; Fisher y Schmincke 1984) (Fig. 7).

Litofacies IV

Se trata de paraconglomerados de textura matriz sostenida, color castaño rojizo intermedio (Fig. 4). El tamaño medio corresponde a arena gruesa, y el máximo a guijón de 15 cm. Los tamaños son seriados. La selección es muy pobre. Los clastos de la matriz son

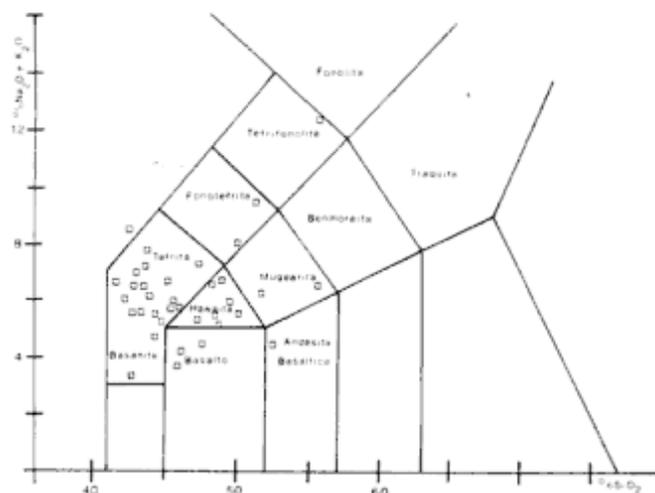


Figura 8: Diagrama $SiO_2/(Na_2O+K_2O)$ de clasificación de rocas volcánicas (Le Bas *et al.* 1986) para el Basalto Las Conchas (Risso 1990).

Tabla 1: Principales características de las rocas epiclásticas y piroclásticas

	Gran.	Textura	Estructura	Selección	Comp.	Mat. Mgm.	Clasif.	Mec.Erup.
LITOFACIES I	arena gruesa a m. gr. guija bloc	clasto flotante	estratificación grosera	muy pobre	cuarzo metamorfitas plagioclasa microclino	no	brecha	explosión freática
LITOFACIES II	ceniza gruesa lapilli	clasto sostenida	laminación paralela entre megaondulas antiduna artesa convoluta	bien seleccionada	volcanitas cuarzo microclino plagioclasa metamorfitas	sí	lapillita	oleadas piroclásticas basales
LITOFACIES III	ceniza fina a media	clasto tang.	pobre laminación megaondulas	muy bien seleccionada	cuarzo feldespato volcanitas	sí	toba	oleadas piroclásticas basales masivas
LITOFACIES IV	arena gruesa guij.	matriz sostenida	estratificación grosera	muy pobre	cuarzo volcanitas filitas microclino plagioclasa	sí	para conglomerado	fluj. de detritos

subredondeados y equidimensionales a tabulares, y están cubiertos por pátinas ferruginosas. Los clastos mayores están dispersos y su diámetro medio es de 9 cm; dominan los individuos de basanita vesicular y de filitas.

Los bancos son tabulares, de espesores decimétricos a métricos y están estratificados groseramente.

Desde el punto de vista petrográfico (Muestra TC-VIII) posee una textura clástica flotante, con cuarzo cataclástico irregular (diámetro 0,70 mm), vitroclastos con textura axiolítica y textura porfírica relicta

(1,20 mm), microclino (0,50 mm), plagioclasa (0,40 mm), biotita, granate, turmalina verde, zircón y epidoto (allanita?). El cemento es casi totalmente analcima con parches de cloritas verdes.

La composición modal es: cuarzo 71%, volcanitas 18%, microclino 4%, plagioclasa 5%, granate 1%, turmalina 1%.

La relación clastos/aglutinante es 48/52.

Se los interpreta como paraconglomerados producidos por depósitos de flujos de detritos (Fisher y Schmincke 1984).

La diferencia con la Litofacies I, además del menor tamaño de los individuos mayores, es su composición rica en fragmentos volcánicos (la Litofacies I no los posee). Su formación podría deberse al parcial desplome por inestabilidad, quizás con la ayuda de agua como fluidizante, de sectores del cono.

Litofacies V

Se trata de bombas y bloques volcánicos escoriáceos y vesiculares de diámetros entre 2 y 30 cm y composición basanítica. En algunos casos se observaron deformaciones de la laminación infrayacente por impacto ("bomb sags").

Se la interpreta como una facies de depósitos de caída, con participación de individuos implantados por proyección balística simultánea con la depositación de las facies piroclásticas más finas.

Características de los materiales emitidos

a) Petrografía y mineralogía, rocas volcánicas

Las rocas que forman los diques y cuello volcánico de Tres Cruces, son las mismas que afloran en otros sectores de la quebrada del río Las Conchas (Risso 1990; Galliski y Viramonte 1988).

Son rocas negras a pardo grisáceas oscuras, macizas, gradando a vesiculares hacia los bordes de los cuerpos, de aspecto fresco e inalterado.

Su estudio petrográfico indica gran uniformidad textural y composicional, excepto en algunos casos diferenciados muy localizados, que han servido para evaluar las variaciones sufridas por el magma a lo largo de este proceso magmático.

La textura es levemente porfirica, con alta relación pasta/fenocristales = 81/18. Cuando hay plagioclasas presentes, la pasta adquiere textura intergranular a intersertal, a veces parcialmente subofítica.

La mineralogía dominante está representada por clinopiroxeno, olivino, feldespatoides (nefelina, sodalita), plagioclasa, biotita, minerales opacos (titanomagnetita y cromita) y ceolitas primarias (analcima) y secundarias (analcima y natrolita). Estas últimas junto con calcita y cloritas verdes fibroradiadas rellenan amígdalas.

Los fenocristales son de clinopiroxeno pardo violáceo, euhedral, cuya composición es próxima a la de augita (titanaugita), salita o diópsido, ricos en Titanio. Sigue en abundancia olivino subhedral a euhedral con una composición variable entre Fo_{90} - Fo_{74} (Risso 1990).

La pasta se compone por microlitos de clinopiroxeno, minerales opacos, y en los intersticios parches

anhedrales a subhedrales de nefelina, analcima y otras ceolitas primarias, tablillas de plagioclasa, biotita, apatita, vidrio castaño pálido a incoloro y sus productos de alteración (Risso 1990; Galliski *et al.* 1989).

Petrográficamente se las ha clasificado como basanitas y en menor proporción como hawaitas, basaltos olivínicos, mugearitas, tefritas, fonotefritas, nefelinitas y monzogabros (Risso 1990) (Fig.8).

b) Distribución granulométrica. Rocas piroclásticas

Las variaciones granulométricas fueron examinadas mediante el análisis mecánico de los sedimentos (Tabla 1). Las muestras fueron desagregadas por ataque químico de los cementos (principalmente calcita, analcima y óxidos de hierro) para no dañar los fragmentos juveniles. Se utilizaron una serie de tamices en el rango -2ϕ a 4ϕ , espaciados según escala 1ϕ agregando datos de campo obtenidos por recuento y medición directa de clastos.

Los histogramas resultantes responden a tres tipos básicos de poblaciones:

Histograma A (Fig. 9a): Población bimodal, moda principal en el intervalo $-2/3\phi$, y secundaria en el intervalo $2/1$. Muy mal seleccionada, la distribución tiene asimetría negativa. Corresponde a las muestras TC- y TC-III (Litofacies I).

Histograma B (Fig. 9b): Población unimodal, en el intervalo $1/2$. Población bien seleccionada, con asimetría positiva leve. Corresponde a las muestras TC-VI, TC-IV, TC-II y TC-IX (Litofacies II).

Histograma C (Fig. 9c): Población unimodal, en el intervalo $2/3$, muy bien seleccionada y cercanamente asimétrica. Corresponde a las muestras TC-V y TC-VIm (Litofacies III).

Las características del Histograma A ajustan bastante bien con los rasgos esperados para depósitos de "flujos de detritos" (en nuestro caso lo más parecido a una brecha de explosión), así como el Histograma B para depósitos de oleadas piroclásticas basales. El Histograma C posee un diseño intermedio entre los propuestos por Cass y Wright (1987) para "surge deposits" y "fall deposits".

Intrepretación estratigráfica

El perfil AB comienza (Figuras 1, 4, 10a y 10e) con una brecha de explosión freática (Litofacies I) y una potencia de 20,5 m.

A pesar de que este banco se encuentra limitado por falla y no se puede observar su disposición y ubicación original, se lo interpreta como el resultado de las

TRES CRUCES

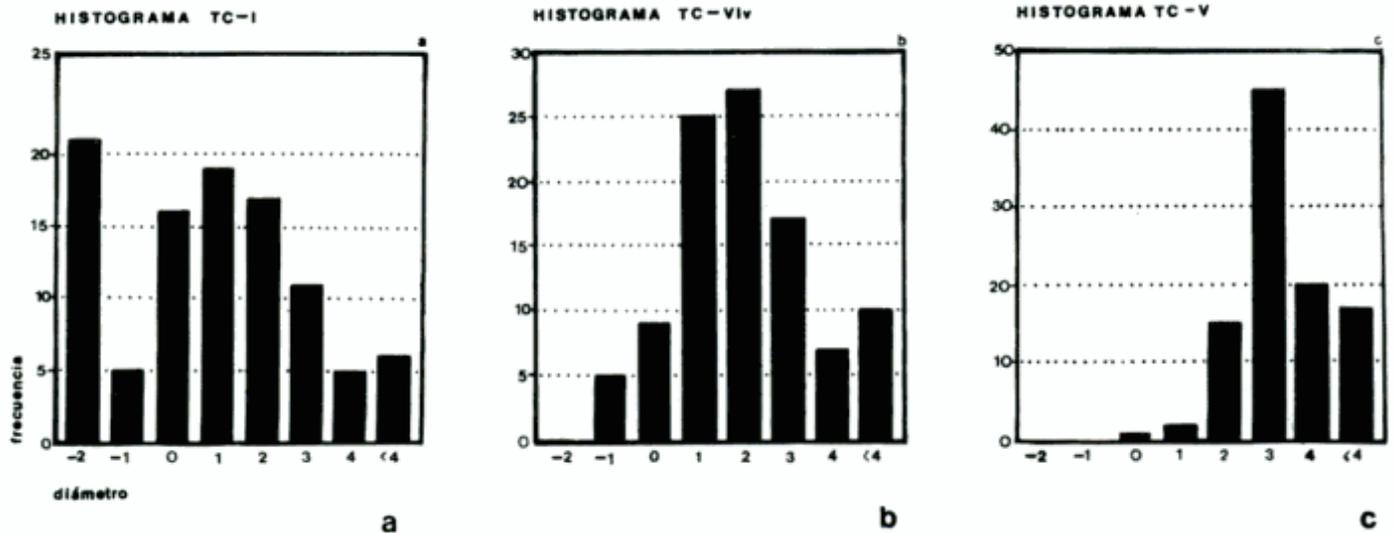


Figura 9 a, b y c: Histogramas de distribución granulométrica.

explosiones iniciales de apertura del conducto. Básicamente por la variada litología de sus clastos y por la ausencia absoluta de material juvenil.

En los 72,40 m siguientes, dominan los depósitos de oleadas piroclásticas basales representados por la alternancia rítmica de las litofacies II y III que inclinan hacia el norte. El carácter proximal de esta asociación queda evidenciado por un patrón de flujo turbulento (estratificación entrecruzada y predominio de clastos gruesos) y por el progresivo aumento de la energía del sistema, de base a techo; que indica una variación en la relación agua/magma (estructuras sedimentarias primarias unidireccionales de régimen mediano hasta supercrítico) e impactos de bombas de medianas dimensiones. Intercalados en esta asociación hidromagmática aparecen ocasionales depósitos de flujos de detritos (Litofacies IV) resultado posiblemente de la pérdida de equilibrio de los piroclastos acumulados en las paredes del cráter. Solamente aparecen capas de oleadas piroclásticas basales posiblemente húmedas (Litofacies IIc) en los últimos cinco metros de esta sección.

Sobre ésta se depositaron 13,7 m de conspicuos niveles de depósitos de flujos de detritos ("debris flow"), del mismo origen posiblemente, portadores de una alta densidad de bombas y bloques volcánicos (Litofacies V), que alcanza los términos inferiores de la sección subsiguiente. Las capas de oleadas piroclásticas basales (Litofacies IIa) están subordinadas al papel de delgadas intercalaciones.

El perfil interno del cráter continúa con 42,7 m de depósitos de oleadas piroclásticas basales ("base surge") (Litofacies IIa y III), donde se nota un sostenido

incremento de la energía desde un régimen mediano a alto.

La alternancia rítmica entre las rocas de la litofacies III (de grano más fino y mejor seleccionadas) y las capas de la litofacies II (de grano más grueso y más ricas en piroclastos) obedece al carácter pulsatorio de las explosiones y estaría controlada por las variaciones en la relación agua-magma que son en última instancia los factores que desencadenan el fenómeno explosivo, además de la alta concentración de partículas (sólido/gas) y el rápido decaimiento de la energía cinética.

Los depósitos de flujos de detritos rematan el perfil con un espesor (mínimo) de 10 m.

Continuando el perfil de A hacia B (Fig. 1) y luego de una amplia zona cubierta por cuartario vuelven a aflorar piroclastitas de las Litofacies II y III para pasar con límite neto a la Litofacies I y luego por falla ponerse en contacto con la formación Las Curtiembres. En este sector del perfil tanto las piroclastitas como la brecha inclinan hacia el Sur.

Evolución de la actividad eruptiva

Los depósitos piroclásticos de Tres Cruces indican que se trataría de un edificio explosivo construido por varias fases hidrovulcánicas que se sucedieron rápidamente a lo largo de un único episodio eruptivo conformando un edificio que en concordancia con otros similares podría tener 1,5 km de diámetro y aproximadamente 150 m de altura. Al menos así lo indica la columna litológica analizada, y es muy

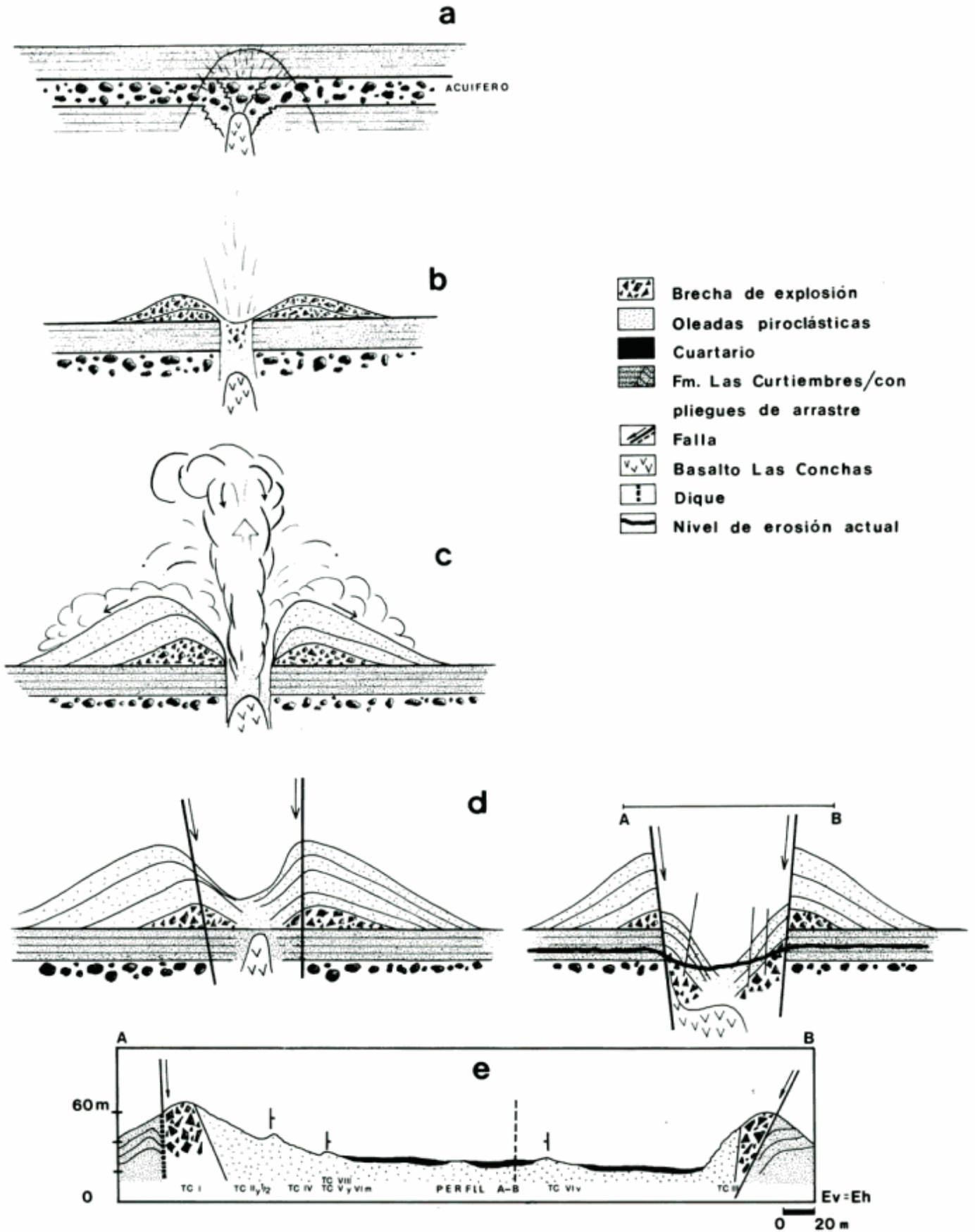


Figura 10: Evolución de la actividad eruptiva del paleovolcán de Tres Cruces.

posible que debido a la antigüedad del aparato la sucesión está incompleta.

Se supone con estas características debido a que la mayoría de estos edificios son monogenéticos y no hay discordancias evidentes o desarrollo de suelos entre los bancos estudiados.

El aparato volcánico originado a partir del depósito de oleadas piroclásticas debe haber sido del tipo "tuff ring" (anillo de tobas), "tuff cone" (cono de tobas) e incluso del tipo "maar". Nos inclinamos por la formación de un cono del tipo anillo de tobas en base a la mayor posibilidad de la existencia, de una capa freática en ese lugar, que de una superficie libre grande de agua. También por la columna estratigráfica analizada con muy poca participación de "massive tuff" y poca cantidad de componentes balísticos (Wholetz y Sheridan 1983).

La secuencia litológica de carácter eminentemente hidromagmática registra la existencia de variaciones en la interacción agua/magma durante las distintas fases explosivas, según se deduce de los modelos propuestos por Wholetz y Sheridan (1983); Marti *et al.* (1986) y Sheridan y Wholetz (1981). La evolución de la actividad volcánica se sintetiza en la Tabla 3, donde se relacionan los mecanismos eruptivos con la secuencia de depositación.

La brecha de explosión freática formada exclusivamente por fragmentos del subsuelo marca el comienzo de la actividad eruptiva. La explosión freática es producida a su vez por la interacción entre el magma ascendente y el agua del sistema hidrológico existente en los niveles sedimentarios subsuperficiales. La vaporización del agua entrampada posiblemente en un nivel altamente poroso (un nivel conglomerádico o un sedimento fino embebido en agua, White 1991) produjo la voladura de la roca de caja suprayacente (Figs. 10a y 10b). El material proyectado, sin eyectos juveniles, se acumuló en las inmediaciones de la boca explosiva.

Obedeciendo a estos procesos se produjo posteriormente una fase freatomagmática -con interacción directa entre agua subterránea y el magma ya fragmentado- que generó una serie de explosiones anulares rasantes, sin descartar el propio colapso de la columna eruptiva o explosiones instantáneas superficiales (Moore 1967) o dirigidas ("direct blast o blast surge", Fisher *et al.* 1987).

Estos flujos turbulentos que se expanden y fluyen radialmente y a ras del suelo depositaron 70m de capas de oleadas piroclásticas basales (Fig. 10c). Para este momento, comenzaron a formarse flujos de detritos, posiblemente a partir del derrumbe parcial de las paredes del cráter con una componente hídrica importante.

Tabla 3: Relación entre los mecanismos eruptivos y la secuencia de depositación.

DEPOSITO	PROCESO	RELAC:AGUA/MAGMA
Lavas ?	Magmático	Nula
Flujos de detritos	Gravitacional	Nula
Oleadas piroclásticas basales	Freatomagmático	Optima
Bloques y bombas	Estromboliano	Nula
Flujos de detritos	Gravitacional	Nula
Oleadas piroclásticas basales	Freatomagmático	Optima
Brecha de explosión	Freático	Baja

Simultáneamente, se sobreimpusieron a las oleadas piroclásticas fases explosivas strombolianas con la proyección balística de numerosos bloques y bombas que por su diámetro cayeron cerca de la boca eruptiva o se alojaron en el interior del cráter.

En ningún momento se interrumpe la interacción agua/magma, la que continúa produciendo oleadas piroclásticas basales -40m de depósitos- y remata con flujos de detritos.

La actividad magmática final está representada por diques basaníticos que intruyeron al sur-suroeste de la estructura *a posteriori* o en las fases póstumas de las explosiones hidrovolcánicas y que posiblemente produjeron algún flujo lávico (erosionado en la actualidad). (Figs. 2 y 7).

Como fase final se produjo el fallamiento y colapso de la estructura, la que fue sepultada por las secuencias terminales de la Formación Las Curtiembres y la Formación Los Blanquitos.

El colapso mantuvo aproximadamente la disposición natural de las capas (bancos buzantes hacia el centro) y fue el causante de su conservación durante los últimos 70 millones de años (Fig. 10d). El modelado reciente del relieve fue realizado principalmente por acción fluvial, confiriendo al paisaje su fisionomía actual (Fig. 10e).

La secuencia de eventos y mecanismos eruptivos descritos y analizados para el centro eruptivo Tres Cruces es una interpretación un tanto especulativa pero que puede tomarse como una descripción general de los conos piroclásticos que existieron en el ramal sur del rift de antepaís del Cretácico en el noroeste argentino, actualmente sumamente distorsionados y de difícil interpretación.

Conclusiones

La evolución del centro eruptivo Tres Cruces indica que se trataría de un edificio volcánico monogenético tipo "anillo de tobas" constituido por varios pulsos

hidrovolcánicos que se sucedieron rápidamente a lo largo de un único episodio eruptivo.

Espacialmente se suceden una brecha de explosión (apertura del conducto) y potentes camadas de oleadas piroclásticas basales secas y húmedas asociadas a ocasionales depósitos de flujos de detritos y a bombas y bloques implantados por proyección balística. La actividad magmática está representada por un cuello y pequeños diques basaníticos y carbonáticos que intruyeron a posteriori o en las fases póstumas de los eventos hidroexplosivos.

Su formación ocurre concomitantemente con la depositación de la Formación Las Curtiembres.

Los mecanismos eruptivos han evolucionado desde un inicio freático hasta culminar como hidro-magmáticos, produciéndose simultáneamente procesos gravitacionales y fases explosivas estrombolianas.

Se ha podido describir y esbozar una interpretación de las sucesiones piroclásticas cretácicas ocurridas, utilizando las herramientas y metodologías actualmente en uso para erupciones recientes.

Agradecimientos

Los autores quieren dejar constancia de su agradecimiento a Ramón Ortíz Ramis, Joan Martí Molist, Mario Mazzoni y Oscar Limarino por la lectura crítica del manuscrito y a Ricardo Dominguez (UNSA-CONICET) por la realización de los cortes delgados y Aldo Tapia (UNSA-CONICET) por su apoyo logístico.

El presente trabajo se realizó con financiamiento de la Universidad de Buenos Aires, subsidios UBACyT N°191/87 y 060/88 y del CONICET, PID 303-5000/88.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Araña Saavedra, V. y Ortíz Ramis, R. 1984. *Volcanología*. Edit. Rueda, 510p. Madrid.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1987. *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen & Unwin, p.527, London.
- Castro, S., 1993. *Estratigrafía y aspectos paleoambientales del Subgrupo Pirgua en el tramo inferior del río Las Conchas, entre los parajes Casa de Piedra-La Salamanca, Departamentos Guachipas y La Viña, provincia de Salta*. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, (Universidad de Buenos Aires) p.120 (Inédito).
- Fisher, R.V., 1960. *Classification of volcanic breccias*. Bulletin of the Geological Society of America, 71:973-982.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, p.473, London.
- Fisher, R.V., Glicken, H.X., Hoblitt, R.P. 1987. May 18, 1980, Mount St. Helens deposits in South Colwater Creek, Washington. *Journal Geophysical Research*, 92:10267-10283
- Frenguelli, J. 1936. *Investigaciones geológicas en la zona salteña del valle de Santa María*. Instituto Museo de La Plata, *Obra del Cincuentenario*, 2:215-572.
- Galliski, M.A. y Viramonte, J.G., 1988. *Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: petrological approach*. *Journal of South American Earth Sciences* 1:4.
- Galliski, M.A., Aparicio, A., Risso, C., Viramonte, J.G. y Araña Saavedra, V., 1989. *Contribución a la petrología y geoquímica de los xenolitos y basaltos alcalinos cretácicos de la quebrada del río Las Conchas, Salta*. *Revista Asociación Mineralogía, Petrografía y Sedimentología*, 20 (1-4): 71-87.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, A.B., 1986. *A chemical classification of volcanic rocks based in the total alkali-silica diagram*. *Journal of Petrology*, 27:745-750.
- Martí, J., Ortíz Ramis, R., Claudin, F. y Mallarach, J., 1986. *Mecanismos eruptivos del volcán de la Closa de San Dalmai (Girona)*. *Anales de Física-Serie B: Física de los fenómenos volcánicos*. Boletín 82 Numero Especial:143-153. Real Sociedad Española de Física.
- Moore, J.G., 1967. *Base surge in recent volcanic eruptions*. *Bulletin on Volcanology*, 30:337-363.
- 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*, 25 (1):9-44.
- Rapela, C.W., 1976. *Las rocas granitoides de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (4):260-278.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A., 1973. *Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino*. 5º Congreso Geológico Argentino. *Actas*:355-385.
- Reyes, F.C., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, W., 1979. *Consideraciones sobre el volcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino*. 6º Congreso Geológico Argentino, *Actas*, 1:205-223, Buenos Aires.
- Risso, C., 1990. *El volcanismo del tramo superior de la quebrada del río Las Conchas, Dptos. La Viña, Guachipas y Cafayate, Provincia de Salta*. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, 252 p.(Inédita).
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H., 1981. *Hydrovolcanic Explosions: The systematics of water-pyroclastic equilibration*. *Science*, 212: 1387-1389.
- Turner, J.C.M., 1959. *Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de la Rinconada (Jujuy)*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (1-2):15-40, Buenos Aires.
- Valencio, D.A., Giudici, A., Mendía, J.A. y Oliver, G.J., 1976. *Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, Provincia de Salta, República Argentina*. 6º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1:527-542.
- White, J.D.L., 1991. *Maar diatreme phreatic magmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation Arizona*. *Bulletin Volcanology*, 53:239-258.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1983. *Hydrovolcanic explosions II: Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones*. *American Journal of Science*, 283:385-413.

Recibido: 14 de setiembre, 1992

Aceptado: 30 de junio, 1993

Extensión temporal de las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas. Edad del istmo de Panamá

M.J. ORGEIRA

*Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio"
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Time range of Late Cenozoic land-mammal ages in South America. Age of Panama isthmus.* Previous paleomagnetic studies of continental sedimentary sequences are analysed. On the basis of magnetic ages of Late Cenozoic land mammal ages some considerations about the age of the establishment of the Isthmus of Panamá are made. The analysis of the present data suggests that the age of the Isthmus is between 3.5 to 4 Ma.

Introducción

Dentro de las propuestas efectuadas para la clasificación y definición de la sucesión cronoestratigrafía del Cenozoico continental argentino, la utilización de los fósiles de mamíferos hallados en las secuencias ha dado óptimos resultados. El conjunto de mamíferos fósiles terrestres, como representantes de faunas cuyos miembros existieron durante el mismo lapso, ha permitido determinar la cronología de las edades mamífero (land-mammal ages) del Cenozoico sudamericano. Estas son un importante elemento que ha aportado evidencias claras para el reconocimiento de una escala temporal para los sedimentos en cuestión.

Pascual *et al.* (1965) han reconocido las siguientes edades mamífero sudamericanas para el lapso Plioceno tardío-Pleistoceno: Montehermosense, Uquiense, Ensenadense y Lujanense. Estas edades mamífero se encuentran muy bien representadas en secuencias sedimentarias argentinas.

Por otra parte, el registro fósil comprendido por estas edades guarda memoria de un importante evento biológico de la historia del continente americano. Durante el Cenozoico tardío, hasta el establecimiento del istmo de Panamá, América del Sur desarrolló una fauna de mamíferos autóctona; como consecuencia de esto, el registro fósil de mamíferos neárticos (inmigrantes norteamericanos) en Sudamérica señala el inicio de un gran intercambio faunístico, y por ende, el establecimiento de un puente terrestre entre ambas Américas.

El reconocimiento de la edad mamífero Montehermosense se ha basado, principalmente, en la primera aparición de algunos tipos pan-araucanianos y en la aparición de los representantes

de la "gran inmigración" de mamíferos provenientes de América del Norte.

Como se desprende de los párrafos anteriores, la determinación de un marco de referencia temporal "absoluto" para los agregados de mamíferos correspondientes a las edades mamífero citadas aporta, en forma indirecta, un elemento de juicio de suma importancia para la valoración de la edad del establecimiento del puente terrestre entre ambas Américas.

Edades magnéticas de las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas

En la región pampeana argentina existen tres lugares clásicos en donde estudios geológicos y paleontológicos combinados de sedimentos cenozoicos tardíos y sus faunas han sido efectuados: los acantilados costeros atlánticos entre Mar del Plata y Miramar; el subsuelo de la ciudad de Buenos Aires y vecindades, incluidas La Plata y Ensenada y las barrancas del río Paraná en Entre Ríos (Pascual y Fidalgo 1972).

De estas regiones, la que presenta un registro paleontológico más completo y continuo es la de los acantilados atlánticos bonaerenses, la que ha sido objeto de estudios paleomagnéticos (Orgeira y Valencio 1984; Orgeira 1987; Orgeira 1988; Ruocco 1990); los resultados de los trabajos citados son consistentes entre sí. Luego, las edades magnéticas de los sedimentos estudiados en esa zona del país, y en consecuencia la de los fósiles contenidos en ellos, son de suma importancia para la determinación de los intervalos temporales durante los cuales se desarrollaron las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas.

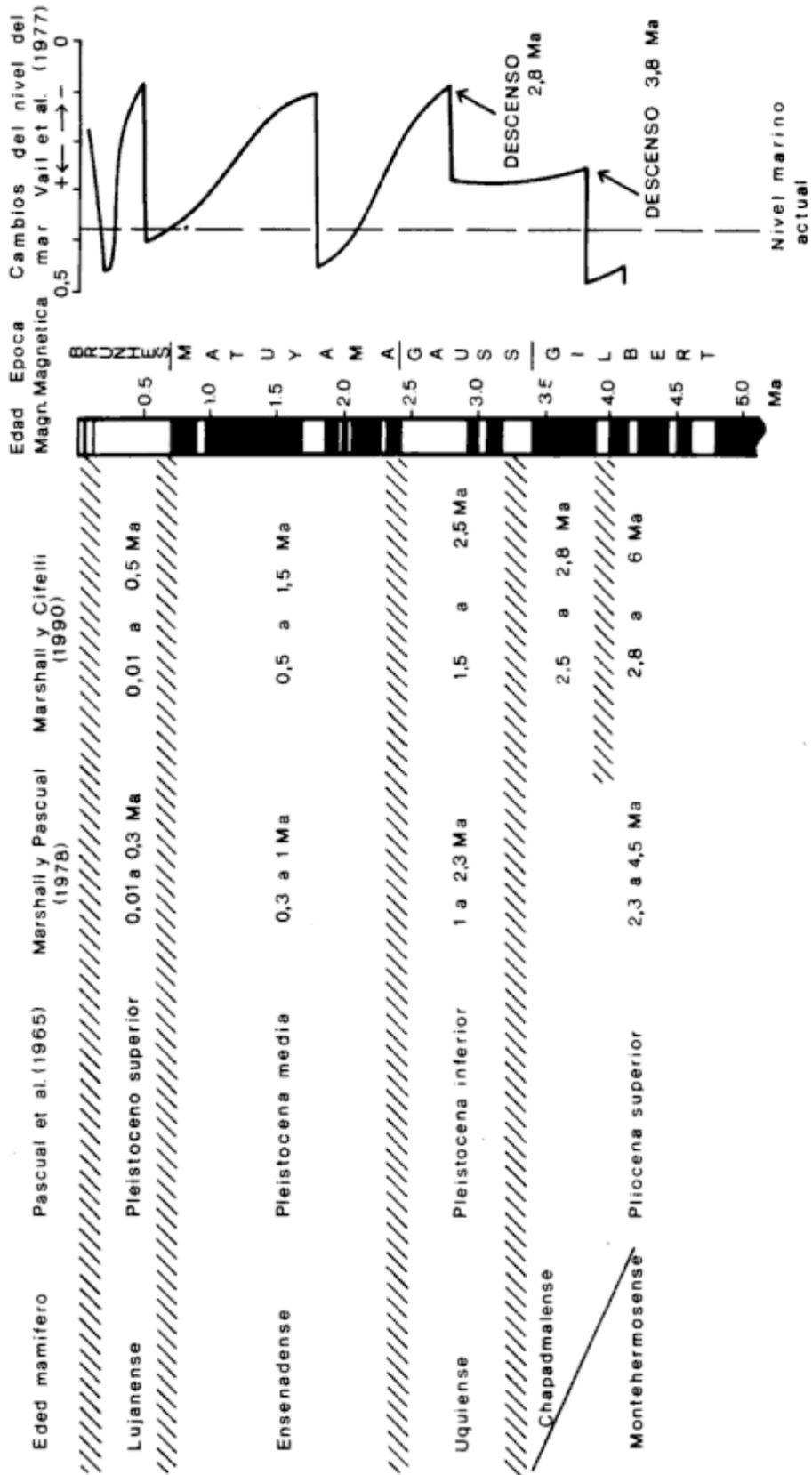


Figura 1: Cuadro comparativo de edades geológicas, radimétricas y magnéticas (Orgeira 1988) de las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas, propuestas por diversos autores. Cambios relativos del nivel del mar para el mismo lapso.

En los citados trabajos se han discutido las interpretaciones de las magnetoestratigrafías obtenidas en los perfiles estudiados. Más aún, Orgeira (1987; 1988), sobre la base de las magnetoestratigrafías obtenidas en los sedimentos del área costera bonaerense, asigna edades magnéticas a las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas Uquiense, Ensenadense y Lujanense.

Orgeira (1988; 1991) ha propuesto y analizado diferentes correlaciones entre las magnetoestratigrafías obtenidas en secuencias sedimentarias cenozoicas tardías del país (incluidas las de la costa bonaerense) y de Bolivia. Sobre la base del análisis crítico de estas propuestas se consideró más probable la enumerada por la citada autora en primer término.

Estas correlaciones cronoestratigráficas efectuadas permiten, con los datos disponibles al presente, asignar las siguientes edades magnéticas a las edades mamífero sudamericanas registradas en los sedimentos en cuestión (Fig. 1).

Edad mamífero Lujanense:

De acuerdo a los resultados paleomagnéticos obtenidos hasta el presente, y conforme al análisis crítico de las correlaciones cronoestratigráficas efectuadas por Orgeira (1988; 1991), su edad magnética es Matuyama tardía a Brunhes (*sensu lato*). Su inicio puede acotarse en un lapso (no determinado con precisión) ligeramente mayor a los 0,73 Ma (límite Brunhes-Matuyama).

Sin embargo, el desarrollo más amplio de esta edad se habría producido en la época Brunhes (menor que 0,73 Ma; Pleistoceno tardío).

Edad mamífero Ensenadense:

Los resultados obtenidos permiten asignar una edad magnética Matuyama (*sensu lato*) para esta edad mamífero. El agregado de mamíferos que la representa existió durante el lapso que se extiende desde los 2,48 Ma (límite entre las edades magnéticas Gauss-Matuyama) hasta una edad (no determinada con precisión por los datos disponibles) dentro del intervalo temporal 1,67 Ma (final del evento magnético Olduvai) - 0,73 Ma (posiblemente más próximo a 0,73 Ma; Plioceno tardío- Pleistoceno temprano).

Edad mamífero Uquiense:

La edad magnética asignada, de acuerdo a la interpretación más probable (Orgeira 1987; 1988), es Gauss

(*sensu lato*), mayor que 2,48 Ma y menor que 3,40 Ma (Plioceno tardío a medio).

Como ha sido explicado en Orgeira (1988; 1991), los resultados paleomagnéticos obtenidos por Marshall *et al.* (1982) en sedimentos asignados a la edad mamífero Uquiense de la provincia de Jujuy son inconsistentes con la edad magnética propuesta en la presente contribución. La resolución de este interrogante deberá surgir del nuevo estudio paleomagnético y paleontológico en el área, que actualmente se está llevando a cabo.

Edad mamífero Montehermosense:

De acuerdo a los resultados presentados por Orgeira y Valencio (1984) y Orgeira (1988), los sedimentos de edad mamífero Montehermosense de la Formación Chapadmalal tienen una edad magnética Gauss temprana temprana (próxima a los 3,40 Ma) a Gilbert tardía (mayor que 3,98 Ma; inicio del último evento normal de la época Gilbert, registrado en la secuencia).

Los resultados obtenidos por Butler *et al.* (1984) en sedimentos asignados a la Formación Corral Quemado (provincia de Catamarca) permiten extender la edad magnética de la citada edad mamífero al Chron 6 (Mioceno tardío). Marshall (1985) propone este límite en 6,0 Ma (Plioceno medio a Mioceno tardío).

Pascual *et al.* (1965) asignaron una edad pliocena superior a la edad mamífero Montehermosense; una edad pleistocena inferior a la Uquiense; una edad pleistocena media a la Ensenadense; y una edad pleistocena superior a la Lujanense. Asimismo, Marshall y Pascual (1978) sugirieron las siguientes duraciones temporales para las edades mamífero sudamericanas en cuestión: Montehermosense (4,5 a 2,3 Ma); Uquiense (2,3 a 1,0 Ma); Ensenadense (1,0 a 0,3 Ma) y Lujanense (0,3 Ma a 10.000 años A.P.).

Trabajos más recientes modifican las citadas extensiones temporales. Entre otros, Marshall y Cifelli (1990) sugieren las siguientes edades para las citadas edades mamífero: Montehermosense-Chapadmalense, 6 a 2,5 Ma; Uquiense, 2,5 a 1,5 Ma; Ensenadense, 1,5 a 0,5 Ma; Lujanense, 0,5 a 0,01 Ma.

Por otra parte, Marshall *et al.* (1983) y Marshall (1985), reconocen, sobre la base del contenido paleontológico de la Formación Chapadmalal, una edad mamífero Chapadmalense y le asignan una edad de 3,0 a 2,5 Ma, y 2,8 a 2,5 Ma, respectivamente.

Este reconocimiento ha sido avalado por otros autores. Entre otros, Prado y Ortiz Jaureguizar (1989) sugieren que, de acuerdo al análisis efectuado, la fauna chapadmalense guarda con las restantes faunas un grado de similitud lo suficientemente bajo, tal que

justifica su asignación como edad mamífero. La edad magnética de la citada edad mamífero es la correspondiente a la de la Formación Chapadmalal, mencionada en párrafos anteriores.

Nótese que los resultados expuestos en la presente contribución señalan sistemáticamente una mayor antigüedad a las estimaciones en las extensiones temporales de las edades mamífero, propuestas anteriormente (Véase Fig. 1).

Algunas consideraciones sobre la edad del establecimiento del istmo de Panamá

La determinación de la forma y la edad en la cual se produjo una conexión terrestre entre América del Norte y Sudamérica ha sido motivo de estudio de numerosos investigadores a través de disciplinas muy variadas.

La compleja tectónica de placas en el área centroamericana aún no ha podido ser definida con claridad. Los modelos hipotéticos sobre la evolución tectónica de la región centroamericana-caribeña son varios y no hay consenso generalizado respecto a ellos. Luego, la idea más aceptada respecto a la conexión es que se habría establecido progresivamente a través de arcos de islas que posteriormente se conectaron.

Esta unión intercontinental produjo, por una parte el intercambio de organismos terrestres entre ambos continentes, y por la otra el aislamiento de invertebrados marinos que quedaron limitados al Mar Caribe por el este, y al Océano Pacífico por el oeste de la conexión terrestre.

Buitrón (1978), sobre la base del estudio de equinoideos, determinó que durante el Plioceno el registro de los citados organismos disminuye notablemente en el este de los Estados Unidos, el Caribe y Centroamérica. En cambio, en el oeste de los Estados Unidos aumenta apreciablemente. Se reportaron cuatro géneros comunes entre ambas áreas, pero diferentes especies.

La citada autora concluye que durante el Terciario se pueden distinguir dos provincias que difieren a nivel específico. Esto indica la existencia de una barrera de algún tipo que impidió el intercambio entre ambas provincias.

Van den Bold (1978), sobre la base del análisis de la fauna de ostrácodos en la zona, determinó que los taxa que llegaron a América Central en el Plioceno se encuentran únicamente en el lado este del istmo. Esto sugiere, según el citado autor, que durante el Plioceno temprano y tardío una barrera continua de tierra debió establecerse.

Asimismo, la desconexión entre las citadas masas oceánicas produjo, no sólo diferenciaciones en cuanto a la fauna marina, sino también en la composición de las aguas. Keigwin (1982), sobre la base de la comparación de isótopos del C en foraminíferos bentónicos del oeste del Caribe y del Pacífico este, determinó que la diferencia entre ambos mares en el enriquecimiento de ^{13}C (del dióxido de carbono total disuelto) se incrementó a los 6 Ma y nuevamente a los 3 Ma. Por otra parte, comparaciones de isótopos de O de foraminíferos planctónicos del Caribe y del Pacífico, sugieren que la salinidad superficial de las aguas del Caribe comenzó a incrementarse hace 4 Ma. La interpretación de estos resultados sugiere, según el citado autor, que los patrones de circulación modernos en ambas masas de agua se desarrollaron hace 3 Ma aproximadamente.

Tal como ya ha sido mencionado, durante el Cenozoico tardío hasta el establecimiento del istmo de Panamá, América del Sur desarrolló una fauna de mamíferos autóctona; una vez establecido el puente terrestre, mamíferos del norte ingresaron al continente sudamericano generando un intercambio faunístico.

Este intercambio se produjo inicialmente con escasos grupos de inmigrantes que llegaron al continente a través de barreras de agua. El área original fue probablemente América Central, que formaba una península tropical norteamericana (Patterson y Pascual 1968). Luego, con el establecimiento de un puente continuo terrestre, el intercambio fue mucho más intenso y fluido. Se produjo entonces el gran intercambio faunístico americano.

Stehli y Webb (1985) señalan que este intercambio biótico puede dividirse en dos episodios. El principal evento ("Great American biotic interchange") involucró el pasaje recíproco de numerosos taxa terrestres a través de un corredor continuo entre ambos continentes. Este evento mayor fue precedido por un episodio menor, en el cual sólo pocos taxa cruzaron a través de un puente filtro ("filter bridge"). El citado autor asigna las edades de 3 Ma y 8 a 9 Ma, respectivamente, para los eventos mencionados.

Webb (1991) señala que el registro fosilífero de las edades Chapadmalense y Uquiense sugiere una fase inicial del gran intercambio faunístico americano (GABI), la que produjo un movimiento de faunas recíproco y balanceado de diversificación moderada. Asimismo, el modelo ecogeográfico propuesto por el citado autor considera que el GABI consistió de dos intercambios bióticos distintivos gobernados por distintas condiciones climáticas que tuvieron lugar en América tropical. Estas son: períodos interglacial húmedo con una unión ístmica crítica, e intervalos

glaciales durante los cuales las biotas de zonas templadas siguieron rutas migratorias directamente hacia latitudes tropicales. Consecuentemente con ello, durante los períodos glaciales la biota norteamericana debido a su más vasta área de origen exportó más taxones de llanura hacia Sudamérica que el movimiento recíproco.

De acuerdo a Patterson y Pascual (1968), en el registro fosilífero sudamericano, el gran intercambio faunístico está señalado por el incremento de mamíferos de América del Norte entre el Montehermosense, con sólo cinco géneros de inmigrantes, y el Uquiense, en el cual dieciocho géneros del norte aparecen en los primeros tiempos.

Asimismo, existe consenso en reconocer una extensa fauna de origen norteamericano en la edad mamífero Uquiense (Marshall *et al.* 1984, Marshall y Cifelli 1990; Webb 1991; entre otros). Más aún, los más tempranos mamíferos provenientes de familias de origen norteamericano que llegaron a Sudamérica a través de un puente terrestre continuo están registrados en la parte inferior de la Formación Chapadmalal. El primer contingente mayor de taxa derivado de familias norteamericanas es el registrado en las Formaciones Barranca de los Lobos y Vorohué (edad mamífero Uquiense) (Marshall 1985).

Sin embargo existen otras opiniones. Tonni *et al.* (1992) consideran que la inmigración de mamíferos holárticos fue gradual y coetánea con importantes cambios climáticos y un empobrecimiento de mamíferos autóctonos en el sudeste pampeano. Consideran que la diversificación de mamíferos provenientes de Norteamérica fue importante en la edad mamífero Ensenadense y no antes de ésta.

La disparidad de criterios mencionada en los párrafos precedentes excede los objetivos de la presente contribución. Por lo tanto se adopta el criterio más generalizado: aquél que considera a la edad mamífero Uquiense como registro en América del Sur del primer contingente de emvergadura proveniente de América del Norte.

De acuerdo a los datos comentados en párrafos anteriores, la determinación de la edad de las formaciones Chapadmalal (edad mamífero Montehermosense o Chapadmalense) y Barranca de los Lobos (edad mamífero Uquiense) permitiría asignar una edad al establecimiento del istmo de Panamá como un puente terrestre continuo.

Orgeira y Valencio (1984) y Orgeira (1988) han podido determinar las mencionadas edades. La sección estudiada de la Formación Chapadmalal tiene una edad magnética Gauss temprana temprana (próxima a 3,40 Ma) a Gilbert tardía (mayor que 3,98 Ma). Asimismo, la Formación Barranca de los Lobos tiene

una edad magnética Gauss temprana a media (mayor que 3 Ma) (Fig. 1).

De lo expuesto surge que, sobre la base de los datos aportados en la presente contribución, el istmo de Panamá podría haberse establecido con anterioridad a los 3 Ma; posiblemente entre 3,5 y 4 Ma.

Esta edad coincide parcialmente con las sugeridas por otras metodologías. Sin embargo, la tendencia generalizada es la de considerar como edad más probable para este evento 2,5 ó 3,0 Ma (Marshall *et al.* 1983; Pascual *et al.* 1985; Webb 1992; entre otros).

Esta discrepancia podría tener una justificación. Gran parte de las consideraciones sobre la edad del istmo se sustentaron en la edad asignada al registro fosilífero de mamíferos inmigrantes sudamericanos en América del Norte. Webb (1985) señala que, a juzgar por el tiempo de aparición en el registro fosilífero de Estados Unidos de Norteamérica, el grupo de vertebrados sudamericanos se dispersaron hacia el norte a través de un puente terrestre hace aproximadamente 2,5 Ma. Luego el citado autor señala que el principal intercambio faunístico comenzó en torno a los 3 Ma.

Por otra parte, Patterson y Pascual (1968) señalan que las familias norteamericanas participantes en el intercambio penetraron profundamente en América del Sur, en tanto la inmigración sudamericana fue menos exitosa. Asimismo, la impresión prevaleciente indicaría que la competición por el habitat fue desfavorable para algunas formas de la fauna autóctona sudamericana.

De lo anteriormente expuesto surge que es probable que el desplazamiento de los inmigrantes sudamericanos hacia el norte haya sido lento y dificultoso, en tanto la recíproca, rápida y exitosa. En consecuencia, al tomar como patrón para determinar la edad del establecimiento del istmo de Panamá la aparición de mamíferos inmigrantes del otro continente, es posible que las edades surgidas de América del Norte sean menores que las obtenidas en América del Sur. Por otra parte, dadas las características del intercambio faunístico expresadas anteriormente, las determinaciones surgidas de América del Sur, deberían arrojar una mejor aproximación respecto de la edad del establecimiento del istmo.

Finalmente, existe consenso en relacionar el establecimiento de un puente terrestre continuo con una caída pronunciada del nivel del mar; el marcado descenso del nivel del mar generalmente considerado es el de 2,5 a 2,8 Ma (Fig. 1). Sin embargo, Vail *et al.* (1977) señalan dos bruscas caídas del nivel marino durante el Plioceno medio a tardío a 2,8 y 3,8 Ma. De acuerdo al análisis efectuado en la presente contribución el puente terrestre continuo que permitió el

intercambio de mamíferos entre ambos continentes sería coetáneo al descenso del nivel del mar de 3,8 Ma.

Conclusiones

De acuerdo a los resultados paleomagnéticos obtenidos en Sudamérica hasta el presente, el establecimiento del istmo de Panamá como un puente terrestre continuo, pudo haberse producido con anterioridad a los 2,5/3 Ma, posiblemente entre 3,5 y 4 Ma.

Agradecimientos

La autora desea expresar su agradecimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y a la Universidad de Buenos Aires, por proporcionar los medios para que este trabajo fuera realizado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buitrón, B.E., 1978. Distribución de los equinoides terciarios en la planicie costera del Golfo de México, en América Central, en el Norte de América del Sur y en las Antillas. "Conexiones entre Norte y Sudamérica". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Boletín 101: 66-113.
- Butler, R.L., Marshall, L.G., Drake R.E. y Curtis, G.H., 1984. Magnetic polarity stratigraphy and K-Ar dating of Late Miocene and Early Pliocene continental deposits Catamarca Province, NW Argentina. *Journal of Geology*, 92: 623-636.
- Keigwin, L., 1982. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of the Panamá uplift in Late Neogene Time. *Science* 217 (4557): 350-353.
- Marshall, L.G., 1985. Geochronology and Land-mammal biochronology of the Transamerican faunal interchange. En: Stehli, F.G. y Webb, D. (Ed.): *The Great American Biotic Interchange, Topics in Geobiology* 4, pp. 49-85. New York.
- Marshall, L.G. y Pascual, R., 1978. Una escala temporal radiométrica preliminar de las edades mamífero del Cenozoico medio y tardío sudamericanas. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*; 5: 11-28.
- Marshall, L.G. y Cifelli, R.L., 1990. Analysis of changing diversity patterns in cenozoic land mammal age faunas, South America. *Palaeovertebrata*, 19 (4):169-210.
- Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E. y Curtis, G.H., 1982. Geochronology of Type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina. *Science*, 216 (4549):986-989.
- Marshall, L.G., Hoffstetter, R. y Pascual, R., 1983. Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Paleovertebrata*, Montpellier, Mm. Extr.: 1-93.
- Marshall, L.G., Berta, A., Hoffstetter, R., Pascual, R., Reig, O., Bombin, M. y Mones, A., 1984. Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental mammal bearing Quaternary of South America. *Paleovertebrata*, Montpellier, Mm. Extr.: 1-76.
- Orgeira, M.J., 1987. Estudio paleomagnético de sedimentos asignados al Cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 362-376.
- Orgeira, M.J., 1988. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en los acantilados costeros entre Mar del Plata y Miramar (Pcia. de Buenos Aires). Tesis Doctoral Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 170 p. (Inédito).
- Orgeira, M.J., 1991. Correlación magnetoestratigráfica de secuencias cenozoicas tardías de la República Argentina y Bolivia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 127-135.
- Orgeira, M.J. y Valencio, D.A., 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en la Barranca de los Lobos, Pcia. de Buenos Aires (Argentina). *Actas del 9º Congreso Geológico Argentino*, 4:162-173. San Carlos de Bariloche.
- Pascual, R. y Fidalgo, F., 1972. The problem of the Plio-Pleistocene boundary in Argentine (South America). *International Collection on the problem "The boundary between Neogene and Quaternary"*; Collection of Papers 2, pp. 1-58. Moscow.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E., 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*; 1(6):165-193.
- Pascual, R., Vucetich, M.G., Scillato-Yañé, G.J. y Bond, M., 1985. Main pathways of mammalian diversification in South America. En: Stehli, F.G. y Webb, D. (Ed.): *The Great American Biotic Interchange, Topics in Geobiology*, 4, pp.219-247. New York.
- Patterson, B. y Pascual, R., 1968. Evolution of mammals on southern continents. The fossil mammal fauna of South America. *The Quarterly Review of Biology*, 43 (4): 409-451.
- Prado, J.L. y Ortiz Jaureguizar, E., 1989. La edad mamífero chapadmalense: su validez en base a la comparación de su fauna con las edades que le precedieron y sucedieron. *Actas 6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*: 35-38. Buenos Aires.
- Ruocco, M., 1990. Paleomagnetic analyses of continental deposits of the last 3 ma from Argentina: magnetostratigraphy and fine structures of reversals. Doctoral Thesis. University of Stockholm. 100 p. (Inédito).
- Stehli, F.G. y Webb, S.D., 1985. A kaleidoscope of plates, faunal and floral dispersal, and sea level changes. En: Stehli, F.G. y Webb, D. (Ed.): *The Great American Biotic Interchange, Topics in Geobiology*, 4, pp. 3-16. New York.
- Tonni, E., Alberdi, M.T., Prado, J.L., Bargo, M.S. y Cione, A., 1992. Changes of mammal assemblages in the pampean region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95: 179-194.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 26: 83-97.
- Van den Bold, W.A., 1978. Distribution of Tertiary and Quaternary ostracoda in Central America and México. "Conexiones terrestres entre Norte y Sudamérica". Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; 101: 114-137.
- Webb, S.D., 1985. Late Cenozoic mammal dispersals between the Americas. En: *The Great American Biotic Interchange, Topics in Geobiology*, 4, pp. 357-386.
- Webb, S.D., 1991. Ecogeography and the Great American Interchange. *Paleobiology*, 17 (3): 266-280.

Recibido: 26 de octubre, 1992

Aceptado: 1º de julio, 1993

NOTA BREVE

Posible tiempo de cristalización de un cuerpo pegmatítico

C.A. PARICA¹ y C.A. RINALDI²

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

²Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Ramírez de Velazco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

Introducción

Con miras a realizar un ensayo preliminar respecto a establecer el tiempo que pudo haber durado la cristalización en un cuerpo pegmatítico, se procedió a aplicar el método de datación radimétrica Rubidio-Estroncio, sobre minerales y roca total.

Para esta investigación se eligió dentro de los cuerpos conocidos por los autores, aquél que reunía condiciones aptas de laboreo y estudios previos de zonación que permitiesen la obtención de muestras de sectores bien definidos, con ubicación precisa dentro de la estructura zonal del cuerpo.

Para este fin se seleccionó la pegmatita Don Rolando I (Angelelli y Rinaldi 1963, 1965, 1966), que se ubica en la hoja 23h (inédita) del Servicio Geológico Nacional. "Sierra de la Estanzuela", ubicada en el Departamento Chacabuco, Provincia de San Luis, en las cercanías del paraje conocido como "El Tala" (aproximadamente a 22 km al norte de la población de Naschel).

Síntesis de la estructura del cuerpo

El cuerpo pegmatítico se aloja en micacitas de grano fino que poseen una esquistosidad muy marcada, con inclinaciones que se acercan a la subverticalidad.

En el flanco sudeste, los valores de inclinación varían entre 70° y 65°, lo que esboza subverticalidad del cuerpo (Angelelli y Rinaldi 1966).

En general la roca de caja muestra desplazamiento, pero no efectos de deformación lo cual fue tomado en cuenta, dado que no se visualizan efectos posteriores al de su emplazamiento.

La estructura general del cuerpo puede simplificarse (para mejor información ver Angelelli y Rinaldi 1963, 1965 y 1966) en:

Zona de borde: no sobrepasa los 7 cm de espesor, su composición está dada por la asociación paragenética de grano fino formada por cuarzo-muscovita-plagioclasa (Ab 96) y como accesorios turmalina y apatita.

Zona intermedia 1: cuarzo-pertita-muscovita.

Zona intermedia 2: cuarzo-pertita-espodumeno-muscovita.

Zona central: cuarzo-plagioclasa-muscovita.

Para el desarrollo de las investigaciones se extrajeron muestras de las diferentes zonas, las que fueron analizadas por Fluorescencia de Rayos-X en un equipo Philips PW 1410 en los laboratorios INGEIS para la selección previa con miras a la aplicación del método Rb/Sr.

Dados los muy bajos contenidos de isótopo hijo (87Sr) al momento de cierre del sistema, se ha conseguido una aplicación muy favorable del método (Faure y Powell 1972).

Las muestras han sido molidas a malla #100, para su ataque químico, con el agregado del trazador (84Sr, spike 08 del INGEIS) simultáneamente según la metodología propuesta por Parica (1983).

La edad absoluta ha sido determinada en un diagrama isocrónico con la totalidad de las muestras según Mc Intyre *et al.* (1966) del cual se obtuvo una edad de $428 \pm \text{Ma}$ con una relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}=0,708003 \pm 3 \cdot 10^{-6}$ (para una constante de desintegración $=1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$), MSWD=1,0723, y coeficiente de regresión $r=1,0000$.

Así es que con esta relación inicial se han calculado las edades para la zona de borde y para la zona intermedia-central respectivamente.

Datos analíticos

1) Zona borde-intermedia. M1 y M2.

Arb	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	error
1042	125	20	18,09±0,09	0,818456	2,0*10E-06
1043	2729	49	161,16±0,8	1,693868	3,5*10E-06
edad M1: 428,7 Ma					
edad M2: 429,5 Ma					
promedio:			429 Ma		

2) Zona intermedia y central determinada sobre

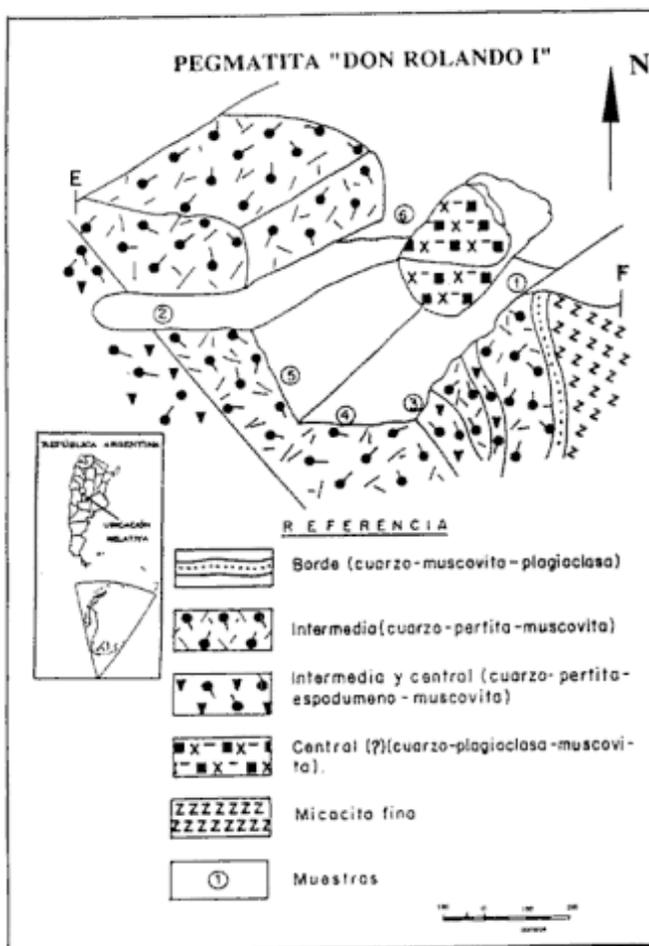


Figura 1: Mapa geológico

mica y feldespato 6 M y 6 F.

Arb	Rb	Sr	$87\text{Rb}/86\text{Sr}$	$87\text{Sr}/86\text{Sr}$	error
1044	2910	39	$216,18 \pm 1,08$	$2,003612,0 \cdot 10^{-6}$	
1045	2871	49	$169,54 \pm 0,85$	$1,738389$	$3,5 \cdot 10^{-6}$
edad 6M:			427,1 Ma		
edad 6F:			427 Ma		
promedio:			427 Ma		

Las edades han sido calculadas para una relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 7,08003 \pm 3 \cdot 10^{-6}$. Todas las concentraciones de Rb y Sr han sido calculadas por Dilución Isotópica.

Conclusiones

De las determinaciones realizadas se puede extraer que:

1) El tiempo que ha necesitado el cuerpo pegmatítico para cristalizar no ha sido mayor, en promedio, de 2

Ma. El tiempo de cristalización, no ha sido mayor, en todo caso que el propio error del método.

2) El mencionado cuerpo corresponde a la Fase tectónica o Irúyica, a comienzos del Silúrico.

3) Sin haber entrado en más detalles geoquímicos, los extremadamente elevados contenidos de Rb, más la relación inicial permite atribuir una génesis estrictamente cortical continental. Para ahondar en mayores detalles sería preciso efectuar otras determinaciones, como por ejemplo elementos traza, que dado el tipo de ensayo realizado no se consideró por el momento.

Agradecimientos

Este trabajo se financió con un subsidio del Comité Argentino para el estudio de la Litósfera (CAPLI), se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), al personal del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), y en especial en recuerdo del Ing. Daniel Valencio que alentó este proyecto que se completará con la toma de muestras para medición de paleotemperaturas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. y Rinaldi, C.A., 1963. Yacimientos minerales de litio en las provincias de San Luis y Córdoba. Informe N° 91 CNEA. (Inédito).
- Angelelli, V. y Rinaldi, C.A., 1965. Reseña acerca de la estructura, mineralización y aprovechamiento de muestras pegmatíticas portadoras de litio. Acta Geológica Lilloana, 1, Segundas Jornadas Geológicas Argentinas: 1-18.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C.A., 1966. Informe acerca de los yacimientos litíferos Don Rolando y Las Cuevas, (Pcia. de San Luis). Informe N° 173 CNEA. (Inédito).
- Faure, G. y Powell, J., 1972. Strontium Isotope Geology. Springer Verlag Ed. New York.
- Mc. Intyre, G.A., Brooks, C., Compston, W. y Turek, A., 1966. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. Journal of Geophysical Research, 71(22): 5459-5468
- Parica, C.A., 1983. Esquema general del método Rubidio-Estroncio. Informe interno, INGEIS, Buenos Aires, Argentina. (Inédito).

Recibido: 28 de diciembre, 1989

Aceptado: 11 de junio, 1993

NOTA BREVE

Hallazgo de clinoenstatita en vesículas de basalto en la Cordillera Nordpatagónica, Neuquén

C.O. LATORRE¹ y M.E. VATTUONE DE PONTI²

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica,
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Ciudad Universitaria,
1428 Buenos Aires, Argentina

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

Introducción

La importancia de este hallazgo radica en que la clinoenstatita (CLEN) ha sido encontrada tradicionalmente en meteoritos y es muy poco común en rocas terrestres, donde sólo se la menciona para algunas andesitas llamadas boninitas del sudeste de Asia. Kanzaki (1991) indica que CLEN sería metaestable y rara en la naturaleza.

La hemos encontrado unos 10 km al sur de la ciudad de Aluminé, y al noroeste de la misma ciudad, en vesículas de un basalto correspondiente a la Formación Rancahue de Turner (1963).

Descripción del basalto

Mesoscópicamente el basalto portador de CLEN es de color gris claro y con abundantes vesículas alargadas e isorientadas; al microscopio posee textura porfírica; los fenocristales son exclusivamente de olivina de hasta 1,5 mm de tamaño y a veces labradorita en una pasta intergranular, por sectores traquítica, con microlitas de labradorita en disposición fluidal, microlitos de clinopiroxeno, abundante magnetita, escasa mesostasis vítrea. Como minerales secundarios en la pasta se encuentran: albita, epidoto, e iddingsita. Hay tridimita y cristobalita y a veces montmorillonita en las paredes de las vesículas; en éstas también se observan implantados en forma perpendicular, cristales de ortopiroxeno y de CLEN que tienen hábito prismático-tabular aunque en otros sectores, puede llegar a ser acicular; son idiomorfos y algunos se forman claramente a expensas de olivina; se hallan siempre asociados y a veces incluidos en tridimita y cristobalita.

Estudios petrológicos y geoquímicos de los basaltos en el área se están llevando a cabo por los autores. Estos en algunos casos pueden ser clasificados como metabasaltos debido al metamorfismo de bajo grado que presentan (Latorre *et al.* 1990).

Mineralogía

Se han separado cristales de CLEN de las vesículas de ambos basaltos, examinándose los mismos con detalle, bajo lupa y microscopio. Son euhedrales, de hábito prismático-tabular a acicular siendo el tamaño más frecuente de 0,80 mm por 0,30 mm, y el máximo medido de 1,30 mm por 0,80 mm.

Hemos observado en los cristales que el mayor desarrollo corresponde a la forma {100} lo cual determina el hábito tabular del mineral (Fig. 1). Tiene además, dos formas {hk0}, dos formas {hkl} y en algunos individuos observamos una forma {010} de escaso desarrollo.

El mineral casi siempre se apoya sobre caras de la forma {100} donde se observan líneas de clivaje paralelo a c, y "parting" paralelo a {001}.

En corte delgado, la mayor parte de las secciones muestran extinción oblicua, siendo el ángulo de extinción entre gamma y el eje cristalográfico c de 22°.

El ángulo 2V máximo medido para esta CLEN es de 35°(±1°), siendo el signo séptico positivo, con dispersión horizontal r<v; el plano 2V es perpendicular a {010}.

Se ha observado excepcionalmente, en un mismo individuo el reemplazo de clinoenstatita por ortoenstatita en la parte más externa de una amígdula, estando ambos morfológicamente isorientados en la dirección del eje cristalográfico c.

Muy pocas veces en el microscopio petrográfico y a veces en el microscopio electrónico, se han observado en los cristales finas maclas polisintéticas que presentan curvamiento en algunos sectores.

Difracción de Rayos X

Se realizó un estudio con una cámara Debye-Scherrer usando K α del Cu y filtro de Ni sobre cristales de CLEN (Tabla 1, M1).

Además se realizó un estudio de difracción de

Rayos X sobre otra muestra de CLEN (Tabla 1, M2). Las condiciones fueron: radiación de Cu, filtro de Ni, kv:55m, mA:35, 2° θ /min.

Los datos de los espaciados obtenidos son muy semejantes a los de la clinoenstatita de Papúa (Dallwitz *et al.* 1966), que se colocaron en la misma tabla como comparación, y que fueron también obtenidos de muestras naturales. Esos espaciados y además, los mayores de 3,32 E y menores de 2,21 E medidos en nuestras muestras coinciden, con las fichas ASTM 19-769 para baja CLEN de Stephenson *et al.* (1966) y la 35-610 de Mineral Powder Diffraction File Data Book, JCPDS (1986).

La variación en las intensidades tanto en nuestros diagramas como en los de la literatura son atribuibles al tipo de muestra, natural o sintética y a que el mineral pertenece a la serie clinoenstatita - clinoferrosilita cuyas diferencias composicionales influyen directamente sobre la intensidad de las líneas.

Tabla 1: Espaciados de Difracción de Rayos X de la clinoenstatita de Aluminé (M1 y M2) y de Papúa como referencia

Clinoenstatita de ALUMINE				Clinoenstatita de PAPUA	
M1		M2			
d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀
4,04	0,5	4,04	0,5		
		3,67	0,5		
		3,59	0,5		
		3,53	0,5		
3,30	1	3,32	0,5	3,290	1
3,18	10	3,18	10	3,178	8
2,97	2	2,95	1	2,986	6
2,88	5	2,88	6	2,88	10
2,73	2	2,72	1		
2,54	3	2,54	1	2,547	3
2,52	3	2,54	1	2,526	1
2,47	2	2,48	2	2,459	4
				2,453	1
				2,439	3
		2,37	1	2,380	1
		2,29	2	2,280	0,5
2,22	1	2,22	2	2,21	5
2,11	3	2,12	2		
2,08	0,5	2,01	1		
1,99	0,5	1,99	2		
1,98	0,5				
Ocho líneas muy débiles		1,84	2		
		1,79	1		
		1,74	1		
1,49	1				
1,48	1				

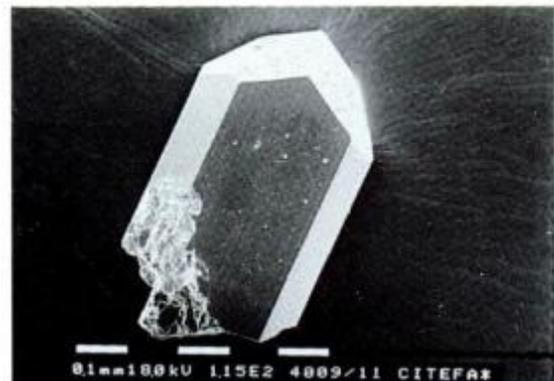


Figura 1: Fotografía sacada con microscopio electrónico de un cristal tabular de CLEN extraído de las paredes de una vesícula, donde se hallaba implantado en cristobalita.

Conclusiones

De acuerdo a lo mencionado se podría definir una paragénesis mineral constituida por clinoenstatita y a veces, ortoenstatita incluidas en cristobalita y tridimita y asociadas a albita, magnetita y escasos epidoto y ceolitas en vesículas de basalto.

La génesis de la CLEN estaría vinculada a la reacción entre olivina y los minerales de sílice mencionados.

Por ser la CLEN un mineral muy raro en la corteza terrestre su hallazgo constituye una novedad tanto para nuestro país como a nivel mundial.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a los árbitros de la revista por las críticas constructivas que realizaron las cuales contribuyeron a mejorar el trabajo.

INGEIS, Contribución N° 124.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dallwitz, W.B., Green, D.H. y Thompson, J.E., 1966. Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papúa. *Journal of Petrology*, 7:375-403.
- Mineral Powder Diffraction File Data Book, JCPDS, 1986. Mrose, M., editor, Pasadena, Estados Unidos.
- Kanzaki, M., 1991. Ortho/Clinoenstatite transition. *Physics and Chemistry of Minerals*, 17 (8):726-730.
- Latorre, C.O., Vattuone de Ponti, M.E., Massafarro, G., Lagorio, S. y Viviani, R., 1990. Analcina, Thomsonita, Laumontita y Natrolita en basaltos de Rucachoroi: mineralogía y condiciones de formación. *Revista de Geólogos Economistas, Publicación Especial*: 18-26. Buenos Aires.
- Stephenson, D.A., Sclar, C.B., Smith, J.V., 1966. Unit cell volumes of synthetic orthoenstatite and low clinoenstatite. *Mineralogical Magazine*, 35:838-846.
- Turner, J., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 37ab, Junfn de los Andes, Neuquén. *Boletín del Servicio Nacional Minero-Geológico*, 138. Buenos Aires.

Recibido: 15 de diciembre, 1992

Aceptado: 11 de junio, 1993

NOTA BREVE

Hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna argentina

R.H. OMARINI^{1,2}, R.N. ALONSO,^{1,2} y J.J. MARCUZZI¹

¹Universidad nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

Introducción

Se da a conocer el hallazgo de vulcanitas ácidas, concomitantes con la sedimentación de la Formación Puncoviscana (Precámbrico-Cámbrico inferior), ubicadas en el cerro Niño Muerto (Fig. 1B). Se trata de la primera mención de vulcanitas en la Formación Puncoviscana para el ambiente geológico Puna. Como tal, representan las manifestaciones más occidentales encontradas en el área que cubre los actuales afloramientos de dicha formación. Anteriormente se habían mencionado el localidades de la Cordillera Oriental (Toselli y Aceñolaza 1984, Omarini y Alonso 1987, Manca *et al.* 1987, Chayle y Coira 1987, Coira *et al.* 1990). El cerro Niño Muerto, constituye un relieve aislado, ubicado en el borde occidental de la depresión de Salinas Grandes y se corresponde a afloramientos saltuarios que con dirección submeridiana se prolongan al sur en la Sierras de San Antonio Cobres, (Fig.1B).

El estudio de la sección tipo (Fig. 1C) fue realizada en las proximidades del campamento minero Niño Muerto ubicado aproximadamente a 6 kilómetros hacia el este de la ruta provincial N°40 que une San Antonio de los Cobres con el pueblo de Cobres.

Geología

Los afloramientos de la Formación Puncoviscana forman una secuencia homoclinal, que representa una sección parcial de aproximadamente unos 250 de potencia inclinada unos 30° hacia el oeste. Observaciones en detalle permiten apreciar estructuras fuertemente plegadas tipo "chevron" con un rumbo NE volcadas hacia el este. Estas estructuras de gran radio de curvatura (20 a 50 m) se corresponden a la primera fase de deformación (Omarini 1983). A este plegamiento principal se le superpone una segunda fase la que ha generado micropliegues de pequeño radio de curvatura (10 a 30 cm) con rumbo 165°/30°

SE. Las dos fases plegantes reconocidas están asociadas a un clivaje tardío que en algunos sectores evoluciona hacia un bandeo tectónico.

Los detalles microtectónicos reconocidos en el cerro Niño Muerto son muy similares a los encontrados en el bloque de basamento que se extiende al oeste y hacia el sur, conocido como serranía de San Antonio de los Cobres (Fig.1B). Asimismo el estilo deformacional de esta unidad orográfica es diferente con respecto a los bloques de basamento, ubicados hacia el este los que conforman propiamente la unidad morfoestructural Cordillera Oriental. Estas diferencias plantean la alternativa de ubicar el área de estudio dentro de una unidad estructural mayor que se extiende hacia el sur como una angosta franja y que fuera reconocida por Mon y Hongn (1991) como parte integrante del cinturón tectónico de Choromoro.

La deformación polifásica que afectó a la Formación Puncoviscana (Fase diastrófica Tilcárica 560-540 Ma), dificulta por su intensidad las correlaciones estratigráficas detalladas. No obstante, la presencia de una importante unidad volcánica interestratificada con secuencias turbidíticas, permite identificar tres unidades que pueden reconocerse por varios kilómetros.

La secuencia estratigráfica basal (Fig.1C) de 80 de espesor está representada por una serie psamo-pelítica organizada en ciclos de 30 a 50 cm de espesor. Los ciclos dominantes lo constituyen secuencias incompletas según la clasificación de Bouma (1962), con predominio de bancos psamíticos sobre pelíticos. La abundancia de estructuras sedimentarias (calcos de flujo y de carga) así como la regularidad en el espesor de los bancos, puede ser tomado como indicativo de un ambiente de depositación intermedio dentro del sistema de abanicos submarinos.

La sección intermedia está representada por rocas volcánicas con una coloración gris oscura. La unidad volcánica está integrada por coladas superpuestas en bancos de 3 a 5 m de espesor, intercaladas en algunos sectores con secuencias turbidíticas. La potencia total estimada es de 50 m aunque se presume acorde a la

complejidad estructural del área un espesor mayor.

Aún cuando la deformación ha modificado las características morfológicas originales de las coladas éstas conservan rasgos inequívocos de su origen extrusivo submarino. Las estructuras almohadilladas son notables y se pueden identificar con facilidad (Fig. 2a-b). Las almohadillas aún con forma esferoidal mantienen el encaje en "quilla" con las unidades inferiores. Se identifican también los borde vítreos solidificados en capas concéntricas y hacia el centro de las almohadillas un núcleo cristalino originalmente vesicular. Las fracturas radiales de retracción, generadas en la etapa final de solidificación se reconocen porque se encuentran rellenas por carbonatos, sílice (cherts) y material ferruginoso.

En muestra de mano la roca es maciza, compacta, de color gris oscuro, con textura porfídica indicada por cristales tabulares de plagioclasa y xenomórficos de cuarzo con un tamaño máximo de 10 mm. Un rasgo textural notable que se aprecia preferentemente en los cristales mayores son los fenómenos de rotación, trituración y reorientación a lo largo de planos de lineación. Estos detalles se reflejan a escala mayor lo que confiere a los afloramientos una definida foliación tectónica.

En aparente concordancia continúa una sección de sedimentitas caracterizadas por la alternancia rítmica de grauvacas y pelitas de color verde oscuro en capas de 20 a 50 cm. Paulatinamente las grauvacas van disminuyendo de espesor, aumentando la presencia de pelitas las que se hacen dominantes en el tramo superior del perfil. Las capas pelíticas, de color verde claro, presentan una fina estratificación a lo largo de cuyos planos se encuentran trazas fósiles vermiformes y artropodiformes débilmente impresas. Entre ellas pudo identificarse *Monomorphichnus* sp., traza que fuera señalada anteriormente para la Formación Puncoviscana por Aceñolaza y Durand (1986) y Durand y Aceñolaza (1990). Conjuntamente y sobre los planos de estratificación se disponen cuerpos silíceos, aplanados, de 15 a 20 cm, con una curiosa estructuración en plaquetas poligonales dispuestas según un diseño elíptico levógiro (Fig.3a-b). Originalmente se planteó el interrogante de una forma orgánica fósil distinta y más antigua a las comunes trazas fósiles encontradas en la Formación Puncoviscana. Consultas realizadas a especialistas en faunas del límite Precámbrico-Cámbrico y de la fauna de Ediacara admitieron tal posibilidad y con reservas sugirieron una similitud con un equinodermo primitivo denominado *Helicoplacoidea* (Durham y Caster 1963). Sin embargo, no se descarta un origen inorgánico a partir de estructuras de crecimiento tipo "cono en cono" (A. Seilacher, K. Schwab. com. pers.).

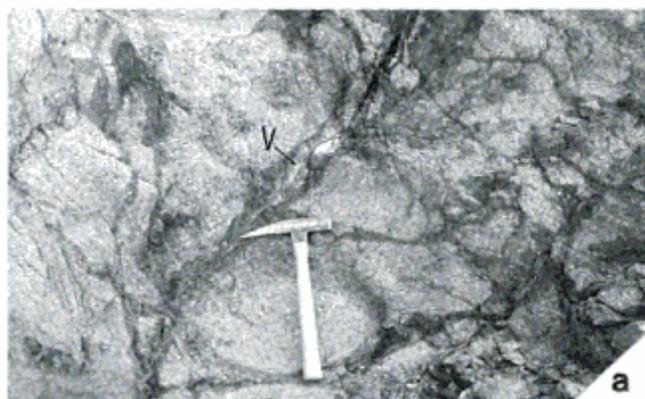


Figura 2.a: Vista parcial de la secuencia volcánica. Las almohadillas deformadas presentan aún su típico encaje en "quilla" y conservan bordes diferenciados en capas concéntricas. (V) Fracturas de retracción rellenas por carbonatos, sílice (cherts) y material ferruginoso. **b:** Dibujo elaborado de 2.a, en el cual se resaltan los rasgos morfológicos originales de la colada.

La organización interna del sedimento que contiene a estas estructuras se asemeja a las secuencias (D-G) que caracterizan a ambientes turbidíticos muy distales (Walker y Mutti 1973). El espesor total de la sección superior ha sido estimado en 120 m.

Descripción microscópica

Se analizaron 10 secciones delgadas de muestras tomadas en distintos sectores de la secuencia volcánica. Todas son muy similares en cuanto a su composición mineralógica y textura. El cuarzo está presente como fenocristales xenomórficos corroídos y también en la pasta como microlitos. Los cristales angulosos con aureolas de crecimiento secundarios son escasos. Los feldespatos (albita-oligoclasa, antipertítica), son abundantes en cristales maclados y en algunos casos se han observado estructuras relícticas de plagioclasa más básica (oligoclasa-andesina) hacia el centro. Oca-

sionalmente, han sido reemplazados totalmente por albita adoptando una estructura en "damero". En la pasta se encuentran microlitos de albita intercrecida con cristales de cuarzo y biotita. La paragénesis se completa con zircón, apatita, fragmentos líticos metamórficos y opacos (hematita-magnetita). Estos últimos disponen en granos aislados y según un diseño poligonal el que se corresponde toscamente con la estructura esquelética relíctica de un mafito, posiblemente hornblenda. En base a la relación entre los minerales y en especial a su forma y tamaño la textura original fue porfídica con una pasta microlítica. La presencia de cristales fracturados de cuarzo y feldespatos no descarta la posible existencia de facies volcánicas con texturas originales vitroclásticas. No obstante se advierte una historia textural-estructural más compleja, indicada por la presencia de cuarzo azules, extinción ondulante, estructuras de deformación S-C, la que ha obliterado en gran medida la textura primaria.

Interpretación de los resultados

La yacencia, la mineralogía y las texturas permiten clasificar a las rocas como volcánicas de composición dacítica. En este aspecto pueden ser asimiladas a los "queratófiros microlíticos dacíticos" del macizo de Schirmek (Juteau y Rocci 1974), e interpretarlas asociadas a un volcanismo más básico (espilitico).

Sus rasgos morfológicos son poco comunes para lavas de composición tan ácidas. Sin embargo pueden desarrollarse en casos especiales cuando un magma en ascenso incorpora grandes volúmenes de agua. Esto provoca una disminución de la viscosidad lo que facilita la formación de estructuras almohadilladas (Hernandez-Pacheco y Santín 1974). Por otra parte los vitroclastos y fragmentos líticos plantean el interrogante de considerar la existencia de facies piroclásticas (tobas y aglomerados volcánicos). Dichas facies están constantemente asociadas a espilitas, y por lo tanto de confirmar su presencia, plantearía un interesante problema petrogenético lo que obligaría a revisar algunos modelos geodinámicos propuestos para la Formación Puncoviscana.

Conclusiones

Los datos presentados se corresponden a facies ácidas de un importante volcanismo submarino con afinidades espiliticas, aún no valorado en su totalidad. A juzgar por detalles petrográficos no se descarta

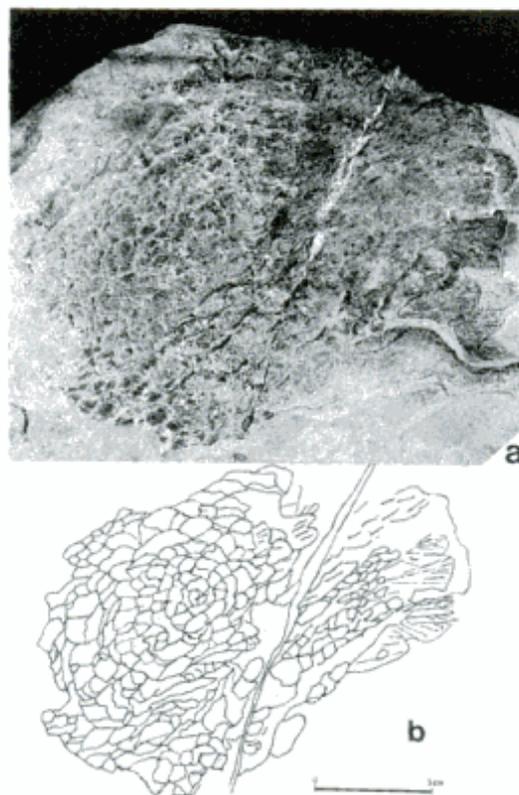


Figura 3.a: Estructuras de posible origen inorgánico tipo "cono en cono" desarrolladas en arcilitas depositadas en ambiente distal. **b:** Dibujo elaborado a partir de 3a, en el cual se resalta la disposición estructural de las "plaquetas" indicado por un diseño de llamativa disposición levógira.

en su génesis la participación de facies piroclásticas representadas por tobas y aglomerados volcánicos.

El descubrimiento de rocas volcánicas con estas características en la Formación Puncoviscana, abre interesantes perspectivas para explorar los mecanismos de generación magmática en un ambiente geotectónico particular y aumenta las posibilidades de ajuste del cuadro geodinámico imperante en la región durante el Precámbrico superior.

Agradecimientos

El presente trabajo es una contribución al Proyecto PID-CONICET 351/88 y al Proyecto N°354 del Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Salta. En forma especial los autores agradecen a los Doctores A. Seilacher de la Universidad de Tübingen, K. Schwab de la Universidad de Clausthal, B. Erdtmann de la Universidad Técnica de Berlín y al Doctor P. Ubaghs por su valiosa colaboración en la interpretación de las enigmáticas estructuras.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Durand, F., 1986. Upper Precambrian - Lower Cambrian biota from the northwest of Argentina. *Geological Magazine*, 123: 367-375.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier. 168 pp. Amsterdam.
- Coira, B.; Manca, N. y Chayle, W., 1990. Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. En: Aceñolaza, F.; Miller H. y Toselli, A. (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica* 4:53-60. Tucumán.
- Chayle, W. y Coira, B., 1987. Vulcanitas básicas a ultrabásicas y mesosilíceas de la Formación Puncoviscana en el área de cerro Alto de Minas, departamento Tilcara, Jujuy, Argentina. *Actas, 10° Congreso Geológico Argentino*, 4:269-298. Tucumán.
- Durham, J.W. y Caster, K.E., 1963. Helicoplacoidea: A new class of Echinoderms. *Science*, 140 (3568):820-822.
- Durand, F. y Aceñolaza, F.G., 1990. Caracteres biogenéticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) del noroeste argentino. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica* 4: 71-112. Tucumán.
- Hernández Pacheco, A. y Fernández Santfín, S., 1974. The submarine volcanic formation of the Caldera de Tamburiente (Canarias Islands) and their metasomatic process. *International Symposium on Volcanology, Chile*. pp.1-12.
- Juteau, Th. y Rocci, G., 1974. Vers une Meilleure Connaissance du Problème des Spilites à Partir de Données Nouvelles sur le Cortège Spilito-Keratophyrique Hercynotype. En: G.C. Amstutz (Ed.) *Spilites and Spilitic Rocks*. International Union of Geological Sciences, Series A, 4: 253-329. Springer-Verlag.
- Manca, N., Coira, B., Barber, E., Pérez, A., 1987. Episodios magmáticos del Ciclo Pampeano y Famatiniano en el río Yacoraité. *Jujuy. Actas, 10° Congreso Geológico Argentino*. 4:296-298. Tucumán.
- Mon, R. y Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau*. 80/3:745-758.
- Omarini, R.H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Universidad Nacional de Salta. Tesis Doctoral. 202 pp. (Inédito).
- Omarini, R.H. y Alonso, R.N. 1987. Lavas en la Formación Puncoviscana, Río Blanco, Salta, Argentina. *Actas, 10° Congreso Geológico Argentino*, 4:290-292. Tucumán.
- Toselli, A.J. y Aceñolaza, F.G., 1984. Presencia de eruptivas basálticas en afloramientos de la Fm. Puncoviscana en Coraya, Dpto. Humahuaca, Jujuy. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2):158-159.
- Walker, R.G. y Mutti, E., 1973. Turbidite facies and facies association. En: Middleton, G.V. y Bouma, A.H. (Eds.): *Turbidites and deep water sedimentation*. S.E.P.M. Pacific Section Source, Ausheim. pp. 119-158.

Recibido: 18 de julio, 1991

Aceptado: 15 de setiembre, 1993

NOTA BREVE

Estructuras criogénicas relacionadas a tres criomeros pleistoceno-holocenos en las adyacencias de Puerto Madryn, Chubut

C. BELTRAMONE

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba,
Avda. Vélez Sársfield 299, Córdoba, Argentina*

Introducción

El presente trabajo describe un perfil ubicado en las proximidades de la localidad de Puerto Madryn (Fig.1), donde se han observado formas que responden a un sistema morfogenético periglacial, y en el cual se reconocieron estructuras fósiles de crioturbación.

Las condiciones de localización dentro del perfil de las estructuras y dataciones radiométricas permiten relacionarlas con tres episodios criogénicos.

La formación de estas estructuras no es un fenómeno exclusivo para las regiones árticas y antárticas sino su presencia ha sido descripta también para regiones de climas más templados tales como el de N. Hampshire (Washburn *et al.* 1963)

Procesos geocriogénicos en Patagonia han sido ya mencionados por Czajka (1955), Corte (1968), Liss (1969) Auer (1970) Garlef (1977), Haller (1981) Corte y Beltramone (1984), del Valle y Beltramone (1987).

Episodios criogénicos

Los episodios criogénicos en la zona quedan evidenciados por la presencia de moldes de cuñas de hielo fósiles, procesos de expulsión vertical y pliegues e involuciones, los cuales nos permiten inferir una relación temporal criogénica (Fig.2).

Las fisuras de contracción térmica consideradas como las más antiguas, son las que presentan evidencias más claras de crioturbación, siendo aquéllas que afectan a las psamitas y pelitas de la Formación Puerto Madryn Haller (1981), considerada como la capa que estuvo bajo congelamiento permanente (permafrost). Estas sedimentitas manifiestan un notable pseudoplegamiento cuyos flancos se hallan comprimidos hacia el centro de las cuñas, con una magnitud tal que alcanzan los 40° de buzamiento.

El material que rellena estas fisuras corresponde a gravas medianas y finas pertenecientes a los Rodados Patagónicos que en esta situación se comportan como la capa activa del tope del permafrost (capa de congelamiento y descongelamiento anual). La disposición del material detrítico dentro de la cuña presenta su eje "a" dispuesto en forma paralela a los bordes de la cuña.

Dataciones de C 14 en lentes de carbonatos que siguen la disposición pseudoplegada de la capa de permafrost dan valores de 36.500 ± 2500 A.A.P. (MN° 03225- INGEIS).

Esta edad ha permitido establecer un criómero pleistoceno más antiguo que el establecido por Corte y Beltramone (1984) ubicado entre los 27.200 ± 800 A.A.P y los 22.700 ± 500 A.A.P. para la zona en estudio.

Hacia la parte superior del perfil se observan formas de contracción térmica pertenecientes a un segundo episodio criogénico más joven que el anterior. Estas estructuras afectan sólo a los depósitos de gravas y arenas correspondientes a los Rodados Patagónicos, siendo de menor tamaño y frecuencia que las anteriores. Como en el caso anterior la forma de cuña queda definida por la disposición de los clastos dentro y fuera de la misma.

Dataciones efectuadas en carbonatos situado en los bordes de las fisuras dan valores de 24.300 ± 500 A.A.P. (MN°03224 INGEIS), correspondiente al segundo criómero pleistoceno, coincidente con el episodio criogénico propuesto por Corte y Beltramone (1984), y con la máxima expansión glacial Pleistocena indicada para diferentes localidades de nuestro país y de Sudamérica tales como: para Colombia por van der Hammen y González *et al.* (1960), para el sur de Chile por Heusser y Streeter (1981) y para Mendoza por Wayne y Corte (1983).

Por último se menciona la presencia de gravas finas a medias concentradas en el horizonte superior (limo-lesico) de edad Holocena. La presencia de este mate-



Figura 1: Localización del área de estudio

rial detrítico se puede explicar siguiendo las ideas de Beskow (1939), Hamberg (1915) y Hesselman (1915), quienes explican la presencia de rocas en superficie debido a la migración resultante como producto de la expulsión vertical de rocas del sustrato hacia la superficie por efecto de la expansión durante el congelamiento y descongelamiento múltiple. Corte (1962) considera que el tamaño de las partículas que migran está en función inversa a la velocidad de movimiento del plano de congelamiento.

Dataciones mediante C 14 dieron una edad de 5440 ± 160 A.A.P. (MN°0323 INGEIS), período coincidente según Markgraf (1986) con un regreso a las condiciones de tipo glacial frío y seco en latitudes altas y medias, correlacionables con episodios neoglaciales ocurridos en Patagonia, período en el cual se pudieron dar las condiciones frías necesarias para la selección vertical del material detrítico.

Conclusiones

La suma de los hechos observados nos conduce a aceptar el desarrollo de procesos que dieron lugar a formas correspondientes a un sistema morfogenético periglacial en el área.

La situación de las fisuras de contracción térmica en el perfil y sus edades nos indican la existencia de

dos criomeros Pleistocenos de disímil magnitud; el más antiguo ubicado con un piso criogénico hace 36.000 A.A.P. y uno más moderno y de condiciones menos rigurosas ubicado en los 25.000 A.P., además de un criomero Holoceno, de menor intensidad, ubicada temporalmente en los 5.400 ± 160 A.A.P.

De acuerdo a las dataciones absolutas obtenidas se deduce que la presencia de cuñas de hielo se desarrolló durante la máxima expansión de los hielos correspondiente a la última glaciación (Wisconsin).

La presencia de cuñas de hielo puede ser considerada como un elemento para determinar la variación de la paleotemperatura en el área, considerando como temperatura media anual para su formación de -5° Washburn (1979), siendo la temperatura media anual actual de 13° se considera que a partir del segundo episodio ésta subió 18°C aproximadamente.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Arturo Corte, quien revisó la versión preliminar del manuscrito. Las incorrecciones que pudieran persistir son responsabilidad del autor. Así también desea agradecer las sugerencias realizadas por los árbitros anónimos, las cuales permitieron una mejora sustancial del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Auer, A., 1970. The Pleistocene of Fuego Patagonia. Part.V, Quaternary problems of Southern South America : *Annales Academiae Scientiarum Fennicae Serie A* (3): 1-194. Helsinki.
- Beskow, G., 1939. Erdfließen und Strukturboden der Hochgebirge im Lich der Frosthebungs. *Geologische Verhandlinger*. 52(4): 622-638.
- Corte, A. E., 1962. Vertical Migration of particles in front of a moving freezing plane. *Journal. Geophysical. Research*, 67: 1085- 1090.
- Corte, A., 1968. Informe preliminar del progreso efectuado en el estudio de las estructuras de crioturación pleistocénicas fósiles en la provincia de Santa Cruz. *Actas Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*. 2 : 9-19
- Corte, A. y Beltramone, C., 1984. Edad de las estructuras criogénicas de Puerto Madryn, Chubut. Argentina. *Acta Geocriogénica* 2: 66-72. San Juan
- Czajka, W., 1955. Rezent und Pleistozene Verbreitung und typen des perglazialen Denudationzyklus in Argentinien. *Acta Geographica Fennicae* 16 (10): 121-140. Helsinki.
- Del Valle, H y Beltramone, C., 1987. Morfología de las acumulaciones calcáreas en algunos paleosuelos de Patagonia oriental (Chubut). *Ciencia del Suelo*. 5(1): 77-87.
- Garleff, F., 1977. Hohenstufen der argentinischen Anden in Cuyo, Patagonien und Feuerland. *Gottinger Geographische Abhandlungen*, 68: 158. Gottingen.
- Haller, M.J., 1981. Descripción Geológica de la Hooja 43h "Puerto Madryn". *Servicio. Geológico. Nacional*. 184: 1-41.

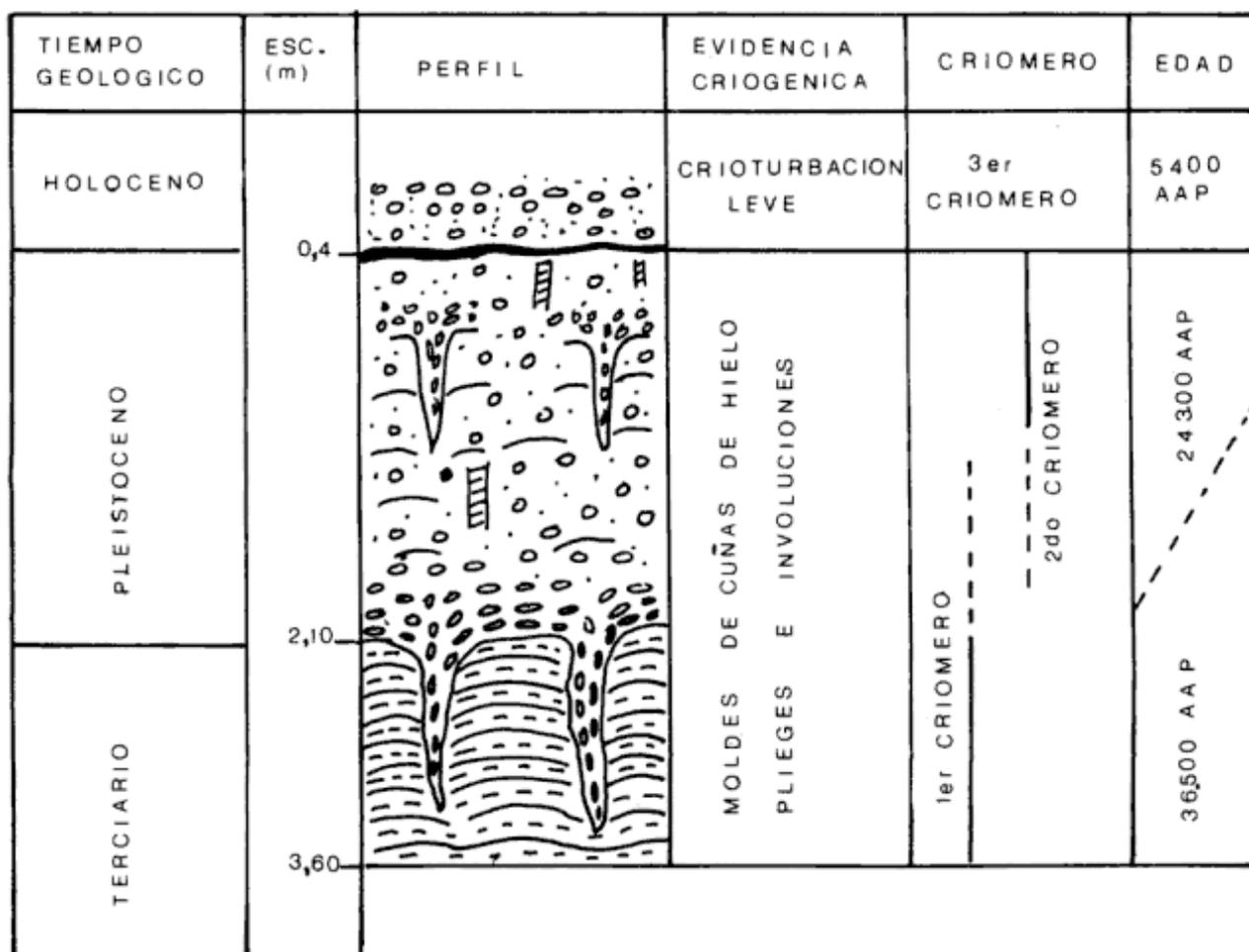


Figura 2: Episodios criogénicos pleistoceno - holocenos en las proximidades de Puerto Madryn.

Hamberg, A., 1915. Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser. Geologische Foreningens Forhandlingar. 37: 538-619.

Hammen, T., Van der y Gonzáles, E., 1960. Upper Pleistocene and Holocene climate and vegetation of the Sabana of Bogotá. *Jeidse Geologische*. 25: 261 - 315.

Hesselman, H., 1915. Om Forkomsten af Rutmark paa Gotland, *Geologische Foreningens Forhandlingar*. 87: 381 - 492

Heusser, D., y Streeter, S., 1981. Temperature and precipitation record in southern Chile Extended to 43.000 years ago. *Nature*. 294 (5836): 65-67.

Liss, Ch. C., 1969. Fossile Eiskeile an der Patagonischen Atlantikküste. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 13(1):109-114.

Markgraf, V., 1986. Paleoclimas del último glacial y postglacial en los Andes de Argentina. *Acta Geocriogénica*. 4: 93-110. Santa Cruz.

Washburn, L.A., 1979. *Geocriology. A survey of periglacial processes and environments*. Ed. Arnold: 406. London

Washburn, L.A., Smith, A., y Goddard, R., 1963. Frost Cracking. *Biuletyn Peryglacjalny*. 12: 175-189

Wayne, W.J., y Corte, A., 1983. Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleocology*. 42: 185-209.

Recibido: 21 de noviembre, 1992

Aceptado: 16 de setiembre, 1993

Dr. Armando Ortega Furlotti

(† 25-02-93)



Si bien la búsqueda de depósitos uraníferos se inició incipientemente en la Argentina a partir de la terminación de la II Guerra Mundial, ella recién tomó cuerpo en la década del 60, cuando se decidió que nuestro país participara intensamente en actividades relacionadas con el uso pacífico de la energía nuclear en general y en el de producción de energía nucleoelectrónica en particular. Pero este último aspecto planteaba una primera disyuntiva para esos momentos, que era la de disponer de suficiente cantidad de uranio de producción local como para abastecer a las centrales atómicas que se deseaba instalar, ya que en esos tiempos la obtención de tal insumo en el exterior era casi imposible. El otro aspecto de la disyuntiva era que los depósitos minerales de tal combustible nuclear deberían ser buscados, descubiertos, explorados y puestos en producción en un brevísimo tiempo, del orden de los dos o tres lustros.

Tal desafío científico y tecnológico lo encaró la Comisión Nacional de Energía Atómica y al que esto escribe le tocó la responsabilidad de conducir el desarrollo integral de la industria del uranio en la Argentina, y si éste se alcanzó, se debió esencialmente a la capacidad profesional y a la dedicación absoluta brindada por un calificado grupo de geólogos, de ingenieros de minas, de hidrometalurgistas y de ingenieros químicos e industriales, los que se plegaron a tal desafío.

Entre los primeros, el Dr. Armando Ortega Furlotti desempeñó uno de los roles principales de tal emprendimiento, pues estuvo involucrado desde 1950 en la exploración uranífera de la región cuyana, en la cual se encontraron dos de los principales distritos uraníferos del país, correspondiéndole a nuestro colega el mérito de haber conducido la mayor parte de las actividades respectivas. Poco después, pasó a ser otro pivote importante en las etapas de producción, de programación general y de conducción gerencial.

El Dr. Ortega Furlotti nació en Mendoza el 27 de agosto de 1923, se graduó de geólogo en 1947 en la Universidad Nacional de Córdoba, doctorándose en la misma en 1949. A posteriori, completó cursos de perfeccionamiento sobre geología y minería del uranio en el Commissariat a l' Energie Atomique de Francia (1962).

Su vida profesional la cumplió en su totalidad en la Comisión Nacional de Energía Atómica, a la cual se incorporó en 1950, actuando en principio para ello en la Escuela de Combustibles de la Universidad Nacional de Cuyo. A partir de ese momento quedó afectado a numerosos programas de prospección y de exploración por uranio en las provincias de Mendoza, San Luis, San Juan y Neuquén. Así, condujo los estudios respectivos en los depósitos de minerales nucleares "Papagallos", "Cerro Mirano", "Huemul", "Agua Botada", "Puesto Moya", "Uryco", "Rosa", "Puesto Mansilla", etc. de la provincia de Mendoza, participando en los correspondientes a los de los esquistos uraníferos ordovícicos de San Juan y a los de las arenas monacíticas de San Luis. Los resultados de esos estudios se vieron reflejados en numerosos informes inéditos que preparó para la CNEA, en los cuales se evidenciaba su alto grado de profesionalidad.

Debido a su dinamismo y capacidad ejecutiva, el Dr. Ortega Furlotti fue llamado de inmediato para ocupar niveles jerárquicos cada vez más altos y así, en 1953, se lo designó Jefe de "Mina Huemul" (del SO de Malargüe), la cual debe ser considerada como una "escuela modelo" para todos los geólogos e ingenieros de minas del ambiente uranífero.

Luego, en 1957, pasó a ocupar el cargo de Jefe de Geología de la Divisional Cuyo, alcanzando la jefatura de la misma en 1960 (ya como Delegación Cuyo de la CNEA, la más importante en todo el país), debiéndose a su gestión el establecimiento de su moderna sede, con oficinas, laboratorios, talleres, etc.

Armando Ortega Furlotti no podía estar ausente de otra de las grandes realizaciones de la CNEA en el campo uranífero: la del descubrimiento del distrito nuclear de Sierra Pintada, en el cual se ubicó al principal yacimiento del país, el "Dr. Oscar L. Baulies", en Sierra Pintada. En esos momentos, nuestro colega también estuvo conectado a otras realizaciones mayores, colaborando en la instalación de la nueva Planta Malargüe para el procesamiento de minerales.

Por su capacidad de conducción, se desempeñó asimismo, durante un año, como Jefe del Departamento Exploración de la Gerencia de Materias Primas en la sede central de la CNEA, en ausencia del titular del mismo. Siempre revistando en este Organismo, colaboró en estudios sobre depósitos de carbón en San Juan ("Mina Rickard", Marayes) requeridos

por la Dirección General de Control de Estado (1952), en otros sobre aspectos geológico-hidrológicos y edafológicos de los Campos Piedra de Afilar (Mendoza) requeridos por la Dirección de Inmigraciones del Ministerio de Relaciones Exteriores (1953), etc., a la vez que fue Miembro del Comité Asesor del Plan Cordillerano, que cumplió las Naciones Unidas y la Dirección General de Fabricaciones Militares.

En el campo docente superior se desempeñó como Ayudante de la Cátedra de "Geología Estratigráfica, Estructural y del Petróleo" del Instituto del Petróleo de la Universidad Nacional de Cuyo (1949-54); como Profesor en el "Curso Regional de Prospección de Uranio", propiciado por el Organismo Internacional de Energía Atómica para geólogos e ingenieros de minas (Buenos Aires, 1957) y en el "Curso Latinoamericano de Capacitación de Prospección y Exploración de Yacimientos de Uranio" del OIEA (Buenos Aires, 1978), a la vez que pronunció varias conferencias en la Argentina, Costa Rica y México, sobre temas de su especialidad.

Por sus indiscutibles méritos profesionales, fue designado experto por el OIEA para dirigir trabajos de exploración por uranio en Costa Rica (1980) y en Panamá (1982), habiendo sido Asesor del Primer y Segundo Grupo de Exploración de Uranio del Organismo Latinoamericano de Energía (OLADE: Bogotá, Colombia, en 1980 y Chihuahua, México, en 1982).

En 1983, la CNEA lo designó como delegado en Nuclear Mendoza, Sociedad del Estado, donde se desempeñó como Director-Gerente, haciéndolo con toda eficiencia.

El Dr. Ortega Furlotti se incorporó a nuestra Asociación Geológica Argentina en 1949 y fue delegado de la misma en Mendoza durante varias oportunidades, representando también al Consejo Superior Profesional de Geología. A él le cupo un importante rol regional durante la gestión para la compra de la "Casa del Geólogo" en Maipú 645 (Capital Federal), habien-

do sido asimismo un eficiente colaborador en la organización de varios Congresos Geológicos Argentinos, en las actividades de campo en Mendoza, San Juan y La Rioja del Primer Simposio sobre Estratigrafía y Paleontología del Gondwana, etc.

En el aspecto personal, el Dr. Armando Ortega Furlotti era muy apreciado por todos, pues tenía una gran cordialidad, el don de la simpatía y un gran sentido del humor, estando siempre inclinado a participar en toda gestión que significara un beneficio para la comunidad que lo rodeaba. Gozaba del respeto del ambiente general en el que actuaba y dentro del mendocino, pertenecía a las familias tradicionales de más rancia estirpe. En pocas palabras, era un hombre de bien y un hombre que dignificó a la profesión de geólogo y que lamentablemente se ausentó para siempre el 25 de febrero de 1993, en Vitoria (Brasil), donde se encontraba descansando con su señora esposa, gran compañera de toda su vida.

Sin duda alguna, por todas sus condiciones profesionales, ciudadanas y éticas, el Dr. Armando Ortega Furlotti merece no sólo el más profundo respeto y aprecio de todos los que lo conocieron y trataron, sino también el reconocimiento general como uno de los pilares que sostuvieron el desarrollo de la industria del uranio en el país.

El que esto escribe no puede dejar de destacar su personal agradecimiento hacia él por toda la valiosa colaboración que le brindara durante muchos años de intenso trabajo en conjunto y en tal sentido, también cree interpretar el sentimiento de los integrantes de la ex Gerencia de Materias Primas de la CNEA que actuaron estrechamente junto a él, rindiéndole un homenaje por la fecunda labor realizada en dicha institución. Como íntimo amigo, le da las sinceras gracias por el afecto que tanto él como su distinguida familia siempre le dispensaron.

Pedro N. Stipanovic

Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires

Comentario

Recientemente Rossello y Massabie (1993) publicaron un trabajo referido a la distribución, características geométricas e inserción en el marco tectónico de las Sierras Australes de Buenos Aires de los sistemas conjugados de bandas kink, el cual motiva el presente comentario.

Comentario acerca de las menciones

1) Se citan, en el Abstract y en la Introducción, kinks en el basamento y en la Fm. Hinojo que luego no son ni descriptos ni incluidos en el análisis. Sin embargo, Sellés Martínez (1987) describió bandas kink en el basamento, cuyas características se apartan de las mencionadas en este trabajo.

2) La simetría ortorrómbica "levemente asimétrica" no es ortorrómbica. Japas (1988a y b) y Juan (1989, 1992) establecieron el carácter monoclinico de la geometría del sistema conjugado de bandas kink en el área, hecho que se confirma por tratarse de un mecanismo de deformación por cizalla simple.

3) La orientación del campo deformativo transcurrente dextral (Figs. 3 y 4) no concuerda con las evidencias microestructurales de este sector de las Sierras Australes, las cuales requieren de una orientación más submeridional (Az. 165°). La cizalla simple dextral en los planos del clivaje esquematizada en las figuras, es secundaria y producto de la orientación relativa entre la cizalla regional y el clivaje generado por ésta.

4) Con respecto al cálculo del aplastamiento, Japas (1987, 1988b) hizo notar el error en el cálculo del término del porcentaje de aplastamiento llevado a cabo por Pérez Mazás (1987). Los valores dispares (30-70%) obtenidos por Massabie y Rossello (1985) han sido calculados con el mismo error.

5) La relación entre las bandas kink en la Fm. Sauce Grande y el diaclasamiento en la Fm. Lolén no parece demostrarse por la orientación de sigma 1 en la Fig. 6b, en la cual el esfuerzo máximo tiene una orientación norte-sur que no coincide con ninguno de los esquemas regionales.

6) No se explican las razones del predominio de bandas kink dextrales (sorprendentemente paralelas al fallamiento senestral, Fig. 6c) sobre las senestrales ni las variaciones BO-AP (bisectriz obtusa, anisotropía planar) en la cadena. En este último caso los autores no señalan la cantidad de mediciones realizadas en cada localidad, hecho que hubiera permitido ponderar el valor estadístico de la observación.

7) No se presentan evidencias mecánicas ni geométricas (orientaciones relativas) tangibles que avalen su propuesta ni se explican satisfactoriamente las modificaciones postuladas al patrón general. Se relaciona la generación de bandas kink con eventos cizallantes senestrales, aparentemente paralelos al fallamiento transversal, cuando en realidad los kinks se desarrollan en un campo que experimenta contracción en la dirección del clivaje, mientras que el sistema de fallas señala una extensión en la misma dirección.

Comentario acerca de las omisiones

1) En la Introducción, cuando se hace referencia a los antecedentes en el análisis y medición de las bandas kink en las Sierras Australes, no se citan los siguientes trabajos: Sellés Martínez (1987); Japas (1987, 1988a y b); Brea (1987).

2) "La geometría levemente asimétrica del combamiento del

clivaje" (p.180) como evidencia de cizallamiento dextral ha sido citada por primera vez por Japas (1988b y 1989a).

3) El predominio de uno de los juegos del sistema conjugado de bandas kink como resultado de la orientación más favorable para la evolución del sistema deformativo ha sido planteada por primera vez para el área por Japas (1988a y b).

4) Se plantean tres hipótesis. En la segunda de ellas, los trabajos previos de Japas (1988a y b) representan un antecedente ineludible, al relacionar el origen de las bandas kink con la evolución de la deformación en un régimen de cizallamiento simple dextral horizontal. En los trabajos de Japas (1988a y b) se cita, por primera vez, la relación temporal y cinemática entre kinking y fallamiento en las Sierras Australes de Buenos Aires. Además, ya Sellés Martínez (1987) sugiere la posibilidad que las bandas kink se generen en sistemas cizallantes sobre anisotropías planares oblicuas al cizallamiento simple.

5) Se sugiere que sobre la base de la distribución diferencial de las bandas kink en el área y de sus relaciones con otras mesoestructuras "se podría contribuir a la identificación sectorizada de los mecanismos actuantes durante el epílogo de la deformación de las Sierras Australes". (p. 184 inciso f). Esta frase premonitrice se cumplió antes de ser enunciada. Puede verse al respecto Japas, 1988 b.

6) No se aprecia una diferencia sustancial entre "los esfuerzos subsidiarios de movimientos trans-currentes" (p. 186) y los esfuerzos compresivos generados en la dirección de la máxima elongación finita durante el progreso de la deformación mencionados por Japas (1988a y b). La única diferencia parece ser la orientación de la cizalla simple dextral.

7) La dependencia entre cantidad de deformación y posición geográfica de las unidades dentro de la cadena (p. 186) ha sido sugerida con anterioridad por Japas (1988b, pp. 167-168).

8) Se cita el trabajo de Japas (1986), en el cual sólo se menciona circunstancialmente la falta de representatividad de las bandas kink en las unidades que suprayacen a la Fm. Sauce Grande y no se mencionan los trabajos aludidos *ad supra* cuya importancia con respecto al tema resulta innegable. Si bien un autor tiene la libertad de citar a quien él quiera no debería marginar al lector de aquellos antecedentes inmediatos relevantes por él conocidos y menos aún si éstos constituyen ideas originales aún cuando sólo sean parcialmente coincidentes con las nuevas hipótesis utilizadas. La necesidad de una nueva hipótesis surge de la inaplicabilidad de las anteriores, y ello lleva implícito por lo menos el análisis y discusión de las mismas.

Con anterioridad al trabajo que se comenta, Japas (1987) descarta la existencia de dos eventos de plegamiento y Japas (1988a y b) explica la formación de bandas kink a través del mecanismo de cizallamiento simple dextral horizontal, relacionándolo a la deformación progresiva de un régimen deformativo transcurrente, modificando así las hipótesis previas de Rossello y Massabie (1981) y Massabie y Rossello (1984) acerca de la existencia de tres episodios tectónicos independientes.

Consideraciones finales

Si bien fueron los trabajos de Sellés Martínez (1985, 1986) y Cobbold *et al.* (1986, 1989) los que revelaron la importancia del cizallamiento dúctil en la evolución tectónica de las Sierras Australes, debe aclararse que las primeras contribuciones que analizan las bandas kink en su relación con el régimen tectónico transcurrente en el área son aquéllas de Japas (1988a y b). Es indudable que éstas eran conocidas por los autores del trabajo que se comenta, dado que A. Massabie actuó oportunamente como jurado de la Tesis Doctoral de Japas (1988b) y E. Rossello contribuyó a la Reunión del Grupo de Microtectónica donde se presentó el trabajo de Japas (1988a).

Finalmente, en la addenda de actualización sorprende que sólo coloquen aquellos trabajos propios posteriores realizados en el área, marginando al lector de otros tantos trabajos igualmente valiosos (Bussio, 1992; Díaz, 1990; Di Nardo y Dimieri, 1988; Japas, 1989a y

- b; 1992a y b; Juan, 1989, 1992; Sellés Martínez, 1989; Von Gosen y Buggisch, 1989; Von Gosen *et al.* 1990, 1991).
- Brea, F., 1987. Geología y estructura de la Qda. de Negro y sus alrededores. Villa Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito).
- Bussio, D., 1992. Análisis microestructural de las cuarcitas de la Formación Providencia. Sierras Australes de Buenos Aires. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8:99-102. 6ª Reunión sobre Microtectónica, 1990. Buenos Aires.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2 (2):135-148.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas 1:1047-1054. (Tandil, 1985). Bahía Blanca.
- Días, G., 1988. Características estructurales del Abra de la Ventana y adyacencias. Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4):482-492.
- Di Nardo, L.R. y Dimieri, L.V., 1988. Mesoestructuras formadas en el campo del comportamiento rígido, Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2):140-152.
- Japas, M.S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. I. Perfil de Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 38:145-156. Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 39:125-144. Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1988a. Las Bandas kink en las Sierras Australes de Buenos Aires: Características geométricas e hipótesis acerca del origen de las mismas. 5ª Reunión sobre Microtectónica, Acta:90-95. Córdoba.
- Japas, M.S., 1988b. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 359 p. (inédito). Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1989a. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur: 203-207. (Mar del Plata). Montevideo.
- Japas, M.S., 1989b. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41:193-215. Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1992a. La evolución estructural del sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires revelada a través de sus estructuras menores. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8:115-122. 6ª Reunión sobre Microtectónica, 1990. Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1992b. La deformación de la Formación Sauce Grande. Sierras Australes de Buenos Aires. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8:109-114. 6ª Reunión sobre Microtectónica, 1990. Buenos Aires.
- Juan, R.C., 1989. Análisis micro y mesoestructural de la Formación Lolén en el sector aldeaño al Abra del Chaco, Sierras de Bravard y de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 138 p. (inédito).
- Juan, R.C., 1992. Micro y mesoestructuras de la Formación Lolén en las adyacencias del Abra del Chaco, Sierras Australes Bonaerenses. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8:93-98. 6ª Reunión sobre Microtectónica, 1990. Buenos Aires.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1984. La Discordancia Pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:337-352. San Carlos de Bariloche.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1985. Evaluación del acortamiento por kinking en la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de Buenos Aires. 2ª Reunión sobre Microtectónica, Acta:35-38. Bahía Blanca.
- Pérez Mazás, A.M., 1987. Caracterización de las microestructuras y evaluación del aplastamiento en las diamictitas de la Formación Sauce Grande. Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 97 p. (inédito).
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3):272-285.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1993. Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2):179-188.
- Sellés Martínez, J., 1985. Las Sierras Australes de Buenos Aires. Probable mecanismo de su deformación. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Poster. Tandil.
- Sellés Martínez, J., 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2):187-190.
- Sellés Martínez, J., 1987. Comentario sobre la geometría y desarrollo de las bandas kink. 4ª Reunión sobre Microtectónica, Acta:98-105. San Juan.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina): An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences* 2 (4):317-329.
- Von Gosen, W. y Buggisch, W., 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina): An outline. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 1:947-958.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79 (3):797-821.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina). *Tectonophysics*, 185:335-356.

María Silvia Japas

Universidad de Buenos Aires. CONICET.

Depto. de Ciencias Geológicas. Pabellón 2, Ciudad Universitaria.

1428 Buenos Aires

Recibido: 24 de junio, 1993

Réplica

Los mecanismos del kinking en las Sierras Australes de Buenos Aires, nos vienen interesando desde hace más de 15 años (Rossello y Massabie 1981), sirviéndonos desde entonces, como ejemplo natural de enseñanza y discusión para nuestras prácticas de campo con los alumnos de Geología Estructural. Por ello, consideramos oportuno dar a conocer una revisión original del tema (Rossello y Massabie

1993), a partir de nuestras propias interpretaciones sobre la evolución tectónica transpresiva de las Sierras Australes. Por razones ajenas a nuestro manejo, el trabajo que se entregó el 19 de abril de 1989, fue aceptado sin ningún tipo de corrección por parte del Comité Editorial (árbitros anónimos mediante) recién el 7 de agosto de 1992. Finalmente, retomamos contacto con él cuando llegó a nuestras manos la versión final de imprenta en febrero de 1993.

Desafortunadamente, el comentario de María Silvia Japas de Sellés Martínez alude más a aspectos personales, emocionales, que racionales lo que nos dificulta la elaboración de una respuesta apropiada al tenor de estas páginas, ya que se han puesto en duda no sólo aspectos técnicos de nuestro trabajo sino el proceder de toda nuestra actividad profesional. Algunos comentarios realizados sobre discutibles puntos de vista podrían tener algún grado de sustentabilidad para un intercambio racional, aunque resultan a nuestro juicio empañados por el afán de ostentar una supuesta y discutible primicia unipersonal, más que apuntar hacia el esclarecimiento de las ideas.

Al respecto, sugerimos que la discusión planteada sea encaminada hacia una Comisión de Ética Profesional para que dilucide y dictamine en consecuencia si dentro de nuestro trabajo o en el comentario de Japas de Sellés Martínez existen acciones que justifiquen su intervención. La verdad sobre estos temas está en el campo, sólo con humildad y el trabajo de conjunto podremos acercarnos a ella.

COMENTARIOS DE ACTUALIDAD

IGCP 367: Registros costeros de cambios rápidos en el Cuaternario Tardío

Luego de 15 años el proyecto IGCP vinculado al nivel del mar se propone reconocer cambios rápidos en el registro costero. Atrás han quedado los proyectos IGCP 61 (liderado por A.L. Bloom), 200 (liderado por P.A. Pirazzolli) y 274 (O. Van de Plassche). En la actualidad, las consecuencias de los procesos costeros han motivado otros programas como "Coastal Change" (Intergovernmental Oceanographic Commission, IOC), "Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone" (LOICZ, International Geosphere-Biosphere Programme, IGBP) o el "Permanent Service of Mean Sea Level" (PSMSL, IOC).

Establecida la relatividad de los cambios del nivel del mar en función de la tectónica local o variaciones del geode, el propósito es ahora vincular los procesos endógenos rápidos con las variaciones costeras. Se conoce que los terremotos han afectado drásticamente los registros costeros de Japón, costa Oeste de USA, Chile y el Mar Mediterráneo.

Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1981. Micro y mesoestructuras de las Formaciones Lolén y Sauce grande y sus implicancias tectónicas, Sierras Australes de Buenos Aires, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3) pp.272-285.

Rosello, E.A. y Massabie, A.C., 1993 Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (2), pp. 179-187.

Eduardo A. Rossello* y Armando A. Massabie**

*Departamento de Ciencias Geológicas,
Universidad de Buenos Aires.

**Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas.

El Dr. David Scot (Dalhousie University, Canadá) convoca ahora a los geólogos de 24 países para continuar analizando el registro cuaternario costero. En nuestro país el reto comprende el problema erosivo del Partido de la Costa (más de 12 casas fueron destruidas por el mar en 1993), las terrazas marinas originadas del levantamiento tectónico regional de Patagonia, y las interacciones hielo-mar de hace 6000 años en el Canal de Beagle. En los últimos años se ha trabajado con cierto detalle en los registros glacioeustáticos de nuestros 3500 km de costa. La ancha plataforma argentina constituye otro reto donde los geólogos marinos caracterizarán las fases transgresivas de nuestro hemisferio oceánico.

El propósito de esta nota es participar a la comunidad geológica la aprobación del nuevo proyecto costero. La primera convocatoria de trabajos es en Escocia (14-20 de setiembre de 1994). Para más información dirigirse al infrascripto o al Dr. Gustavo Bujalesky (CADIC, c.c. 92, 9410 Ushuaia).

Dr. Federico Ignacio Isla
Centro de Geología de Costas y del Cuaternario
Casilla de Correo 722
7600 Mar del Plata

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.



**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



Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 15 de diciembre de 1994
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 metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melohue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

Se entregarán sin cargo 25 separados de cada artículo publicado. Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

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

Autores

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

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 48, N° 2

DR. / LIC. 3126
 DALZIEL, IAN W.D.
 UNIVERSITY OF TEXAS - INST. GEOPHY
 (8701) MOPAC BOULEVARD
 AUSTIN, TEXAS
 78759-8345 USA

Homenaje al Profesor Doctor Horacio Homero Camacho	97
Resúmenes de Comunicaciones Científicas	100
Buatois, L.A. y Camacho, H.H. Geología del sector nororiental del Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego <i>Geology of the northeast of Lago Fagnano area, Isla Grande of Tierra del Fuego</i>	109
Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno <i>Vertical and horizontal Holocene displacements of the Argentine coastline</i>	125
Walter, 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 <i>New evidence for a magnetic polarity event recorded in late Pleistocene sediments of Argentina</i>	133
Marquez Zavalía, M.F. Siderotilo de Mina Capillitas, Catamarca <i>Siderotil from Mina Capillitas, Catamarca</i>	143
Kostadinoff, J. y Reartes, W.A. Medición e interpretación del flujo de calor terrestre en el sur de la Provincia de Buenos Aires <i>Measurement and interpretation of the terrestrial heat flux in the south of Buenos Aires Province</i>	147
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 <i>The "Tres Cruces" Cretaceous eruptive centre, Salta Province: an example of hydromagmatic eruption</i>	155
Orgeira, M.J. Extensión temporal de las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas. Edad del istmo de Panamá <i>Time range of Late Cenozoic land-mammal ages in South America. Age of Panama isthmus</i>	169
Parica, C.A. y Rinaldi, C.A. Posible tiempo de cristalización de un cuerpo pegmatítico <i>Possible crystallization time of a pegmatitic body</i>	175
Latorre, C.O. y Vattuone de Ponti, M.E. Hallazgo de clinostatita en vesículas de basalto en la Cordillera Nordpatagónica, Neuquén <i>Clinostatite in basalt vesicles from Northpatagonian Cordillera, Neuquén</i>	177
Omarini, R.H., Alonso, R.N. y Marcuzzi, J.J. Hallazgo de vulcanitas en la Formación Puncoviscana, Puna Argentina <i>Volcanic rocks in Puncoviscana Formation, Argentine Puna</i>	179
Beltramone, C. Estructuras criogénicas relacionadas a tres criomeros pleistoceno-holocenos en las adyacencias de Puerto Madryn, Chubut <i>Criogenic structures related to three Holocene-Pleistocene criomeres near Puerto Madryn, Chubut</i>	184
Nota necrológica: Dr. Armando Ortega Furlotti (25-02-93)	187
Discusiones	189
Comentarios de actualidad	191

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