

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 47 N° 2 1992.



47 2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina 129-256
31 marzo 1993

ISSN
0004-4822



Buenos Aires
Argentina

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

COMISIÓN DIRECTIVA
(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta.
Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Tesorero: Lic. Roberto Kokot.
Vocales titulares: Dr. Carlos Limarino.
Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.

Vocales suplentes: Lic. Jorge Gebhard.
Dra. Corina Risso.
Dra. Gabriela Alonso.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.
Dra. Corina Risso.

COMITÉ EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambás, 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: Dra. Gabriela Alonso, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Fernando Flores, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Leonardo Salgado, Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa 259, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.
Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.
Río Gallegos: Lic. Roberto Andreone, C.C. 26, sucursal 1, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Ramón N. Carrizo Godoy, División Geología, YCF, Casa 13, depto.4, Barrio Las Lengas, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina 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 Ruzycycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Miglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.
San Luis: Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casado, Facultad de Ciencias Exactas y

Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.
Zapala: Dra. Marta Franchini, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Agua y Energía: Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, piso 5, of. 506, 1001 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velazco 839, 1414 Buenos Aires.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Av. Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales: Lic. Luis H. Ferpozzi, Av. Mitre 3100, 1663 San Miguel, Buenos Aires.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65, 1526 Buenos Aires.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Ana V. Vrba, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
INGEIS: Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Roberto Bucich, Riglos 1169, 1424 Ezeiza, Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Elda Di Paola, Av. Ángel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.
Petrolera San Jorge: Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.
Secretaría de Minería: Lic. Diego Silva Nieto, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Oscar Rösler, Instituto de Geociencias UPS, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Rasgos tectónicos del área del medio y bajo río Coyle, Cuenca Austral

Luis Alberto CHELOTTI

Departamento Geológico Golfo San Jorge, YPF S. A.
Kilómetro 3, 9000 Comodoro Rivadavia, Argentina

ABSTRACT. *Tectonic features of the middle and lower valleys of Río Coyle, Austral Basin.* This paper analyzes the main geological features of the middle and lower valleys of Río Coyle (Santa Cruz Province) and considers their possible control on the fluvial pattern within the structural setting of the Austral or Magallanes Basin. Surface and subsurface information is evaluated and coincidence between geomorphological and geothermal trends is analyzed. Correlation between ancient structures and present-day features is established, providing evidence of a probable extensional tectonic rejuvenation together with a possible strike-slip component, especially in the lower Coyle valley.

Introducción

La Figura 1a muestra las trazas del río Coyle¹ y sus afluentes, sobre la provincia de Santa Cruz. Los valles medio e inferior forman una suerte de "V" y ésta es el área estudiada, dentro del ámbito de la cuenca de Magallanes o Austral. El objetivo de este trabajo es la vinculación de datos de la estructura superficial (en base a imágenes satelitarias) con datos de la estructura del subsuelo (en base a datos de sísmica de reflexión, perforaciones petroleras y otros), a fin de aproximar conclusiones respecto de la relación entre la historia tectónica del área y su expresión geomorfológica actual.

Es posible que el subcontinente de Patagonia se haya integrado al supercontinente de Gondwana en el Pérmico (Ramos 1984). En este contexto, la cuenca Austral inició su historia geológica en el Triásico cuspidal, cuando el basamento metamórfico paleozoico (Formación Río Lácteo) comenzó su etapa de ruptura (rifting) (Biddle *et al.* 1986), al empezar la fragmentación de Gondwana y la individualización de América del Sur. El relleno inicial, de edad jurásica y compuesto por los depósitos del Grupo Bahía Laura, volcániclastico, conformó depocentros en estructuras de grabens y hemigrabens (Uliana *et al.* 1985). En el Jurásico cuspidal-Cretácico basal se depositaron las sedimentitas de la Formación Springhill (esencialmente areniscas fluviales y litorales). En el Cretácico

inferior probablemente se produjo el levantamiento del arco occidental, cerrándose la cuenca marginal (Arbe 1987), y en el Cretácico cuspidal tuvo lugar el cambio de polaridad tectosedimentaria, ya con una cuenca de retroarco. Las secuencias marinas pelíticas de la Formación Palermo Aike fueron depositadas durante el Cretácico. En el Terciario inferior a medio se sedimentaron psamitas y pelitas en ambientes principalmente marino-litorales (Formación Magallanes), y en el Mioceno, tras un ascenso significativo, se depositó la Formación Santa Cruz (tobácea, continental) (Russo *et al.* 1980).

Durante el Pleistoceno tuvo lugar el englazamiento de gran parte de la Patagonia y el manto de hielo llegó a alcanzar la costa atlántica muy poco al sur de Río Gallegos (Mercer 1976). La abundante provisión áctica modeló los grandes valles de los ríos actualmente alóctonos que cruzan las mesetas patagónicas, entre ellos el Coyle (Fig. 1b).

Datos analizados

La cuenca Austral es la de mayor gradiente geotérmico actual de las estudiadas en Argentina y se caracteriza por la presencia de elongados máximos térmicos (Robles 1988). El plano de gradiente geotérmico (Fig. 2) elaborado en base a una actualizada información de pozos petroleros, permite visualizar estas franjas calientes que generalmente coinciden con rasgos geomorfológicos fácilmente observables en las imágenes satelitarias (líneas de costa, cursos fluviales, alineamientos de lagunas, eventos volcánicos, etc.).

(1) Los tehuelches llamaban Coy-le (lagunas con agua) al río cuyo estuario (modesto?) fue denominado Coy Inlet por los británicos, y de ahí, por alteración, el nombre Coig con el que también se conoce al río.



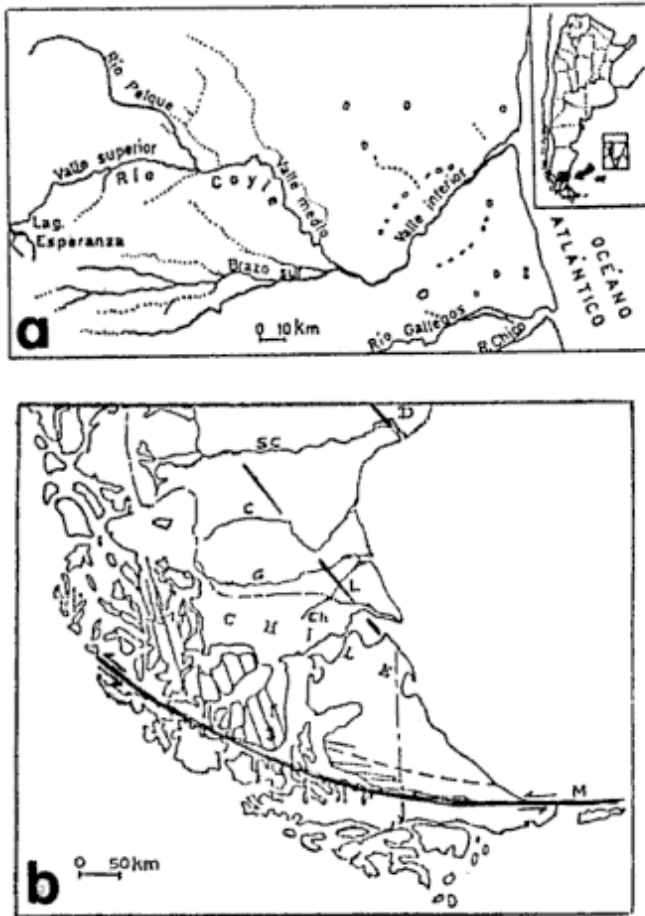


Figura 1a: Plano de ubicación. Pueden apreciarse los principales ríos, cañadones (en punteado) y lagunas. **1b:** Encuadre tectónico regional. Pueden verse los ríos Santa Cruz (SC), Coyle (C), Gallegos (G) y Chico (Ch); también el megalineamiento citado en el texto (L), las fallas magallánicas (M) y el extremo sur del macizo del Deseado (D)

El gradiente medio en el área estudiada es de cerca de $4,5^\circ \text{C}/100\text{m}$ y resulta particularmente notable la franja caliente que acompaña al valle inferior del río Coyle, superior a los 5° y con un máximo de $6^\circ \text{C}/100\text{m}$ hacia su desembocadura. El valle medio, en cambio, presenta sólo un pequeño incremento respecto del área circundante (Fig. 2).

Las imágenes satelitarias "Landsat" permiten reconocer, en torno del valle inferior, un nivel de terraza de borde rectilíneo por encima del nivel fluvial actual y un segundo nivel algo más alto sólo preservado al sureste, por debajo de las mesetas circundantes. El borde externo del primer nivel presenta en la terraza del noroeste pequeñas lagunas que forman una depresión elongada y, aunque de manera menos conspicua, lo mismo sucede al sureste en el segundo nivel cuyo borde externo adopta en planta una forma cóncava hacia el río (Fig. 1a), este último en parcial correspondencia con un máximo térmico (Fig. 1b).

En el valle medio y en el área del quiebre o codo fluvial es visible un primer nivel de terraza menos geométrico y partes del segundo nivel. También debe mencionarse que la línea de costa atlántica aparece unos 5 km hacia el noreste en el flanco norte del estuario (midiendo a lo largo del eje fluvial) (Fig. 1a).

El valle medio del río Coyle se inserta en un megalineamiento que se extiende desde Punta Páramo en Tierra del Fuego hasta cerca del río Santa Cruz (Fig. 1b) en cuyo segmento medio se desarrolla un área ocupada por eventos efusivos e intrusivos de edad cuaternaria (Corbella *et al.* 1990; Chelotti y Trincherro 1990). En buena parte de esa región se ha realizado un mapeo de los lineamientos (Gómez 1987), siendo particularmente notables la traza del valle inferior y dos trazas menores, subparalelas a ésta, que se presentan hacia el norte del codo del río. A una escala más amplia, existe un escalonamiento topográfico coincidiendo con los ríos Santa Cruz (al norte), Coyle y Gallegos (al sur), con un descenso progresivo de norte a sur.

Se analizan varios mapeos correspondientes a distintos niveles guía o intervalos significativos del subsuelo. En primer término la base del relleno de rift (Grupo Bahía Laura) que no ha podido ser mapeado con algún detalle (dado que la sísmica no tiene buena resolución para estas secuencias y no existe en el área pozo alguno que las haya interesado más allá de los primeros metros), de modo que sólo se han identificado algunos depocentros mayores (Fig. 2). Uno de ellos se localiza adyacente al noreste del actual valle medio del Coyle y con elongación paralela al mismo (Estancia San Lorenzo, cuya falla maestra se encuentra al suroeste), otro al sureste del codo fluvial (Bajo La Leona, hemigraben con falla maestra al suroeste) y un tercero adyacente al noroeste del curso inferior y paralelo al mismo (El Molino Sur, con falla maestra al nornoroeste). En contraste, un bloque elevado (La

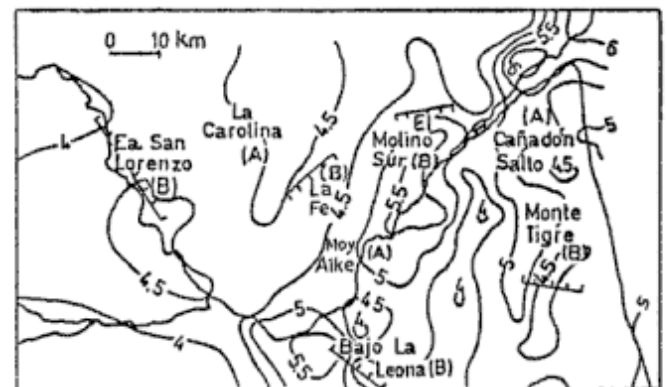


Figura 2: Plano de gradiente geotérmico ($^\circ\text{C}/100\text{m}$). (A): Zona de alto estructural jurásico. (B): zona de bajo estructural jurásico con indicación de falla maestra.

Carolina) se sitúa, significativamente, bien al norte del vértice de la "V" del río Coyle, sin registro del Grupo Bahía Laura, y se prolonga hacia el sur, aunque ya con depósitos tobíferos. Otro máximo estructural de importancia pero con presencia de depósitos volcanoclásticos, se encuentra al este del valle inferior, en Cañadón Salto, prolongándose hacia el noreste (en el flanco norte del estuario) y también hacia el suroeste, para hundirse hacia el sureste en el depocentro de Monte Tigre (un hemigraben cuya falla maestra se sitúa al sursuroeste). Por último, un alto se sitúa al norte de Bajo La Leona: Moy Aike, hundiéndose hacia el noroeste en el depocentro de La Fe (con falla maestra al noroeste) (Fig. 2). Las inferencias hechas en función de la información gravimétrica obtenida por YPF concuerdan en líneas generales con estos esquemas.

El análisis de la información sísmica señala una distensión con fallas de dirección en su mayoría al noroeste, e indicios de desplazamientos laterales noreste-suroeste, característicos del modelo rift. La orientación de los segmentos de la "V" coincide con los rumbos del fallamiento dominante en la cuenca. Las fallas, de perfil levemente lístrico, fueron reactivadas repetidas veces, pero en general llegaron a cortar sólo hasta las secuencias del Cretácico inferior a medio, de modo que los niveles más altos sólo respondieron flexuralmente a los esfuerzos y raramente fueron afectados por fallas de rechazos verticales sísmicamente detectables (mayores de 10-15 m). La evolución tectónica fue por pulsos y generalmente con una progresiva atenuación.

El plano isópaco de la Formación Springhill (Fig. 3), reflejo en buena medida de máximos y mínimos paleotopográficos, muestra un aparente desplazamiento

de las formas del subsuelo hacia el noreste en el flanco norte del valle inferior (o hacia el suroeste en el flanco sur). Por otra parte, existe una franja en subsuelo, aproximadamente coincidente con la traza del bajo valle, inclinada hacia el noroeste, donde se presenta un área deprimida sobre El Molino Sur. Esto puede verse en el plano estructural al techo del Grupo Bahía Laura (Fig. 4a) y en los planos isócronos sísmicos a la base del Cretácico (Corsi y Fantín 1983, Quinteros 1981).

En el valle medio, en cambio, los planos isócronos (Chelotti 1988, 1990, 1991) y el plano estructural (Fig. 4a) muestran sólo un hundimiento general hacia el suroeste, característico de la cuenca pero algo remarcado en esa franja, con algunas fallas normales groseramente alineadas, con bloque bajo generalmente al suroeste. Los isócronos también indican ciertos bajos alineados en dirección noroeste-sureste y vinculados a Estancia San Lorenzo, y el isópaco señala algunos espesamientos (Fig. 3). En general se ve cierta correspondencia entre depocentros jurásicos y espesores de Springhill (Fig. 2 y 3).

El plano isópaco del Cretácico superior (Fig. 4b) y el mapa estructural a la base del Terciario (Fig. 4c) muestran modelos semejantes a los del Cretácico basal: un embahamiento hacia el noreste en el flanco norte del valle inferior y un espesamiento hacia el suroeste en el valle medio (lo que es respuesta de un buzamiento mayor). Para el Terciario inferior a medio un continuo desarrollo depositacional (pulsos transgresivos con regresión deltaica) conectaba el área del codo actual con el área de Bajo La Leona, profundizando hacia el suroeste (Piana *et al.* 1991).

Los espesores de la Formación Santa Cruz muestran una distribución geográfica regional que se asemeja a la de las formaciones infrayacentes. Esta actualmente aflora en las bardas del bajo valle, tramo final del brazo sur, acantilado costero y otros sitios.

Las secciones sísmicas, registradas por YPF, que muy saltuariamente atraviesan el valle medio del Coyle, muestran un acentuamiento de la suave inclinación hacia el suroeste de los niveles del Terciario medio-superior, para inmediatamente generar una suerte de terraza estructural y entonces reiniciar el suave buzamiento. En cambio aquellas secciones que cruzan sobre el valle inferior, también escasas, señalan la presencia de una suave depresión rectilínea que afecta las secuencias del Terciario alto, en parcial coincidencia con el nivel de terraza del noroeste.

Discusión

Es evidente que la estructura elongada distensiva que suprayace y está condicionada por el depocentro

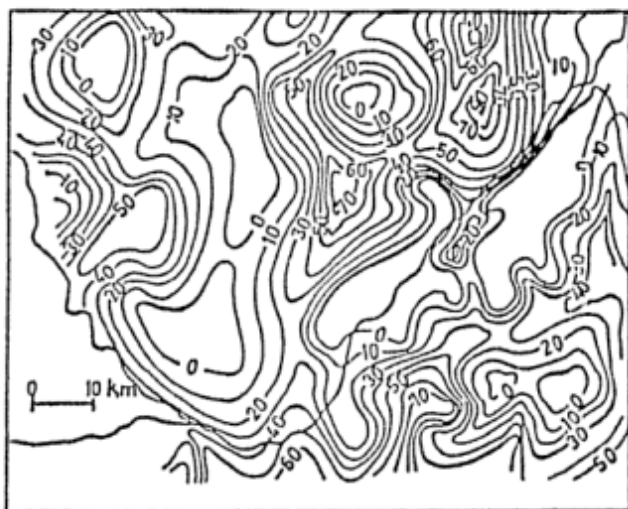
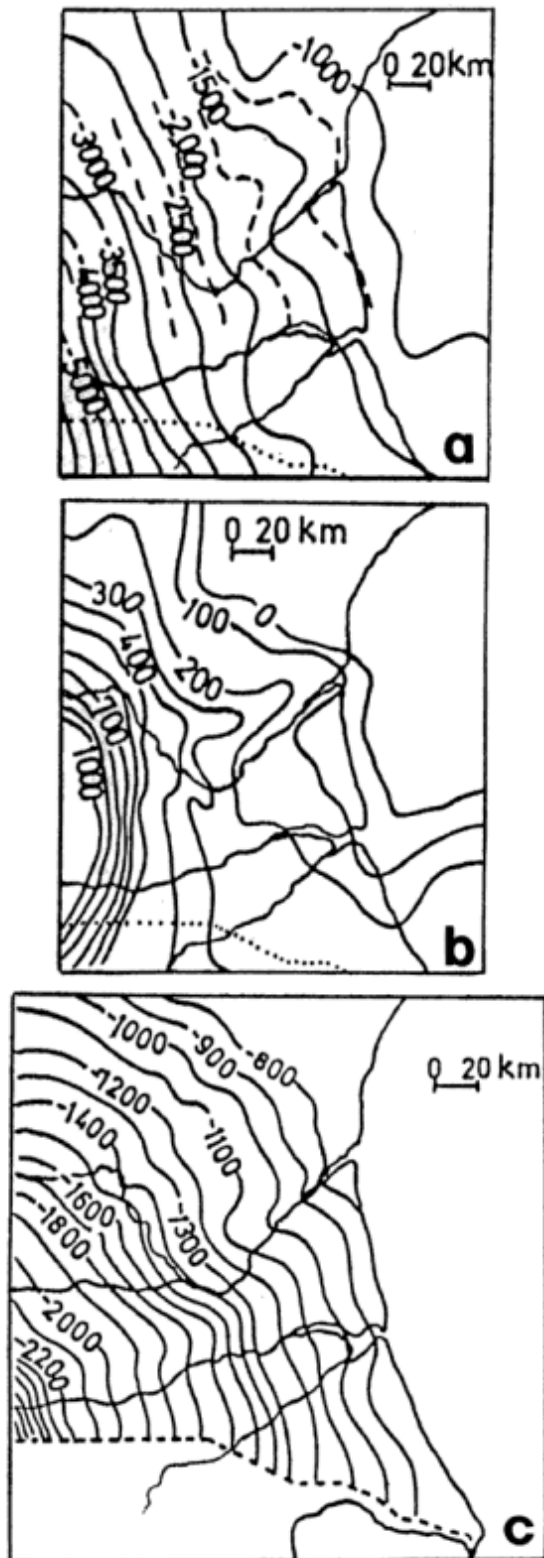


Figura 3: Plano isópaco de la Formación Springhill (m). Autor: A. Viera (Depto. Geológico Austral, YPF).

de El Molino Sur, así como el alto de Cañadón Salto al este (Fig. 2) han controlado la dirección del valle inferior hacia el noreste. El alto de La Carolina marca el encuadre septentrional de la "V" del Coyle, cuyo



valle medio pasa sobre el depocentro de Estancia San Lorenzo, condicionante de cierta estructuración distensiva que llega hasta el Terciario alto. Al sureste del valle inferior la concavidad del borde externo del segundo nivel de terraza (Fig. 1a) puede explicarse a partir de algunas estructuraciones antiguas (hemigrabens) de poca extensión areal. También las fallas maestras del hemigraben de La Fe y otro de poca extensión al sur explicarían, en una evolución tectónica de progresiva atenuación, las trazas actualmente visibles al norte del quiebre fluvial.

El bajo topográfico actual de La Leona (instalado sobre parte del extenso hemigraben jurásico) no se ha conectado en tiempos recientes con la zona del codo del Coyle (Fig. 1a). Es llamativo este viraje brusco del río hacia el noreste en una posición marginal de los desarrollos sedimentarios del Jurásico y del Terciario. Por otra parte, el embahiamiento hacia el noreste en el subsuelo del flanco norte del valle inferior, debido a la geometría primitiva de la cuenca, parece acentuado en su costado sur (actual traza fluvial) (Fig. 4a, b, c). El corrimiento de la línea costera entre el norte y el sur de la desembocadura del río (Fig. 1a) también denota un comportamiento geomorfológico y estructuralmente diferenciado entre ambos bloques. Finalmente, es notable el trazado recto de los valles medio e inferior, muy especialmente este último en cuanto a la rectitud de los bordes internos del primer nivel de terraza, a lo que se suma su coincidente y destacable máximo térmico.

La estructuración distensiva de la cuenca marginal del Jurásico-Cretácico basal probablemente involucró también fenómenos transtensivos. Se interpreta que pudieron producirse desplazamientos laterales relativos entre hemigrabens sucesivos cuyas fallas maestras (mayormente de rumbo noroeste) se presentaban alternativamente al noreste y al suroeste; la extensión en sentidos opuestos sobre la zona lineal entre ambos hemigrabens generó una zona de alto relieve con una componente lateral ("caso E" de Rosendhal 1987). Una situación estructural de este tipo, o más compleja, puede corresponderse con la posición actual del bajo río Coyle entre los hemigrabens de El Molino Sur y Bajo La Leona (Fig. 2).

Se ha mencionado la posible existencia de fallas regmáticas vinculadas con los elongados máximos geotérmicos (Robles 1988). Quizás las características

Figura 4a: Plano estructural referido al techo del Grupo Bahía Laura (mb.n.m.). Modificado de Biddle *et al.* (1986). Las curvas en trazos, que reducen localmente la equidistancia de 500 a 250 m, corresponden a datos propios. **4b:** Plano isópaco del Cretácico superior (m). Tomado de Biddle *et al.* (1986). **4c:** Plano estructural referido a la base del Terciario (m b.n.m.). Autor: H. Piana (Depto. Geológico Austral, YPF).

estructurales producto de una larga historia geológica han condicionado la reactivación de viejas fallas transtensivas, probablemente en el Plio-Pleistoceno, como se verá. Lamentablemente no existen evidencias claras de la estructuras típicamente vinculadas con los fenómenos transtensivos (Wilcox *et al.* 1973), dado que la cobertura sísmica es pobre sobre la vía fluvial.

Un esquema de rejuvenecimiento transcurrente, probable en el valle inferior (y de sentido dextrógiro) sería coherente con el de la porción septentrional del sistema de fallas magallánicas (Winslow 1982), originado por los movimientos diferenciales de las placas de Sudamérica y Antártida; lo que requiere postular que dicho campo de esfuerzos (citado para Argentina, aunque con edad miocena, por Massabie 1990) podría extenderse hacia el oriente de la faja plegada, de manera atenuada y complementaria.

En términos generales puede afirmarse que se trata de un incipiente rejuvenecimiento tectónico (con seguridad distensivo y probablemente con alguna componente de transcurrancia) a lo largo de viejas líneas de debilidad, siendo particularmente extensa la que se presenta en la franja de borde de plataforma de la cuenca cretácica, que hunde hacia el suroeste y contiene al valle medio del río Coyle (Fig. 1b).

También debe mencionarse que existen otros lineamientos, como el del río Santa Cruz (de dirección este-oeste, al norte del área estudiada), el del río Gallegos, la línea de costa (exceptuando los efectos de la deriva litoral, Codignotto 1990) y la traza del río Chico del sur, los dos últimos con algunos puntos en común con el Coyle medio e inferior, respectivamente. Toda este área es la de mayor gradiente geotérmico medio dentro de la cuenca Austral.

En un marco regional, la porción estructuralmente más deprimida de la cuenca (la de mayor subsidencia) ha sido aquella que se sitúa aproximadamente desde el extremo suroccidental de Santa Cruz hacia el sur, en Chile (Russo *et al.* 1980, Biddle *et al.* 1986). Esto fue así por lo menos hasta el Mioceno. Sin embargo el sistema de fallas magallánicas (con una edad inferior a 30 Ma, y decreciente de sur a norte, Winslow 1982), en su calidad de sitio preferencial para la erosión, habría permitido que, por la sobrecarga del englazamiento, la porción actualmente más deprimida esté algo más al sur, con su prolongación atlántica en el segmento oriental del estrecho de Magallanes y zonas adyacentes (Fig. 1b). Al norte de la gran huella erosiva del estrecho se sitúa el área deprimida al sur del río Gallegos, con sedimentos glacifluviales y volcanismo cuaternario disparado en el sector de mayor debilidad tectónica de la cuenca Austral extrandina (borde de plataforma y talud somero de la

cuenca cretácica en la posición de mayor buzamiento). Los siguientes escalones topográficos actuales, hasta el río Coyle, hasta el río Santa Cruz (ambos sobre líneas de debilidad cortical) y desde ahí hacia el norte, no hacen más que resaltar la subida de la cuenca hacia el macizo del Deseado (Fig. 1b).

Agradecimientos

Se expresa agradecimiento a Jorge Cortiñas, Jorge Turú y Graciela Covellone por su lectura crítica del borrador, a Ricardo Benítez por su eficiente asistencia cartográfica y a la Gerencia de División Exploración de YPF S.A. por autorizar la publicación de este trabajo. También a V. Ramos y a un árbitro anónimo de la revista por sus acertadas sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arbe, H., 1987. El Cretácico en la Cuenca Austral de Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 11: 91-110.
- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R. jr., Fitzgerald, M. y Wright, R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. y Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 8: 41-61.
- Codignotto, J., 1990. Evolución en el Cuaternario alto del sector de costa y plataforma submarina entre el río Coig, Santa Cruz, y Punta Páramo, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45(1-2): 9-16.
- Corbella, H., Pomposiello, C., Malagnino, E., Trincherro, E., Alonso, S., Chelotti, L., Díaz, T. y Firpo, L., 1990. Volcanismo basáltico lávico y freatomagmático postglacial asociado al campo de fracturación austral, Santa Cruz, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 39-42. San Juan.
- Corsi, A. y Fantin, F., 1983. Informe sísmico de la zona El Molino-El Boliche, Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Geofísica, Buenos Aires, 5 p. (inédito).
- Chelotti, L., 1988. Informe sísmico de la zona La Carmen-Laguna Cifre-La Cabaña, Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Geofísica, Buenos Aires, 11 p. (inédito).
- Chelotti, L., 1990. Informe sísmico de la zona San Cristóbal-La Leona-Isola Bella, Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Geofísica, Buenos Aires, 7 p. (inédito).
- Chelotti, L., 1991. Informe sísmico de la zona María Inés-Chank Aike, Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Geofísica, Buenos Aires, 10 p. (inédito).
- Chelotti, L. y Trincherro, E., 1990. Cuerpos intrusivos subvolcánicos en la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras, 23: 2-13.
- Gómez, J., 1987. Interpretación estructural del área sur del río Coyle (Santa Cruz) utilizando productos Landsat realizados. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Fotogeología, Buenos Aires 5p. (inédito).
- Massabie, A., 1990. La faja de corrimientos río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del río La Leona, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45(1-2): 29-36.

- Mercer, J., 1976. Glacial History of southernmost Southamerica. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Piana, H., Trincheri, E. y Chelotti, L., 1991. Estratigrafía del Terciario inferior en un sector de la cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 16: 88-95.
- Quinteros, E., 1981. Informe sísmico de la zona Paso Coy Aike, Santa Cruz. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Geofísica, Buenos Aires, 6 p. (inédito).
- Ramos, V., 1984. Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325. Bariloche.
- Robles, D., 1988. El gradiente geotérmico en la República Argentina y regiones fronterizas. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 16: 88-95.
- Rosendahl, B., 1987. Architecture of continental rifts with especial reference to east Africa. *Annual Reviews Earth Planet*, 15: 445-503.
- Russo, A., Flores, M. y Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: *Geología Regional Argentina*, 2, pp. 1431-1462. Academia Nacional de Ciencias.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4): 231-253.
- Wilcox, R., Harding, T. y Seely, D., 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 37: 74-96.
- Winslow, M., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience*, pp. 143-154. University of Wisconsin, Madison.

Entregado: 21 de noviembre, 1991

Aceptado: 16 de julio, 1992

El Cenozoico de la costa norte del Golfo San Matías, Río Negro

E. M. GELOS, R. A. SCHILLIZZI y J. O. SPAGNUOLO

Instituto Argentino de Oceanografía, Avenida Alem 53, 8000 Bahía Blanca, Argentina

ABSTRACT. *Cenozoic deposits of the northern coast of Golfo San Matías, Río Negro.* The Cenozoic geology of the northern coast of Golfo San Matías is described on the basis of eleven profiles surveyed between Barranca Final and Río Negro lighthouse (Río Negro Province). The presence of the Patagonia Formation (Miocene) in the wave-cut platform and cliff was established. In the continental Río Negro Formation (Pliocene), the marine Baleario La Lobería Facies, whose deposits are known from Bahía Rosas (Río Negro Province) to Faro Segunda Barranca (Buenos Aires Province), was recognized. New deposits of the Baliza San Matías Formation (Pleistocene) are recognized in this area. The Holocene deposits are represented by littoral sediments.

Introducción

La finalidad del presente trabajo es describir y determinar las relaciones entre las unidades litoestratigráficas cenozoicas de la costa norte del golfo San Matías. Para ello se estudiaron once perfiles relevados en el tramo de costa comprendido entre la desembocadura del río Negro y el paraje denominado Barranca Final en las proximidades de San Antonio Oeste, provincia de Río Negro. Los perfiles I y II marcan los extremos del sector acantilado. Entre los perfiles 1 y 8, donde no existen acantilados, sólo se efectuaron observaciones en los afloramientos de la plataforma de abrasión por olas de la playa baja (Fig. 1a).

Unidades litoestratigráficas

El reconocimiento de las unidades litológicas relevadas permitió ubicarlas en diversas formaciones cuyas edades están comprendidas entre el Mioceno y el Holoceno (Fig. 1b). Las unidades reconocidas son las siguientes:

Terciario-Mioceno

1. *Formación Patagonia* Stipanovic y Methol (1972): Se adopta esta denominación en concordancia con Weber (1983). Asimismo sería equivalente por sus características litoestratigráficas a la Formación Gran Bajo del Gualicho, Lizuain (1983). Las manifestacio-

nes se presentan a lo largo de 15 km de costa entre los perfiles 7 al 9. Se reconocieron tres zonas de afloramientos:

a. En el sector más occidental, perfiles 7 y 8, aparecen en la plataforma de abrasión. Son sedimentitas arcillo-limosas, amarillentas; en el perfil 8 se observaron ejemplares de *Ostrea* sp. completos y en posición de vida.

b. Sector del perfil I (Fig. 2). En la plataforma de abrasión -playa baja- aflora en forma continua un banco de arcilitas gris verdosas amarillentas que contienen restos fósiles de braquiópodos, gastrópodos (turritélidos) y bivalvos enteros y en la mayoría de los casos en posición de vida. En la base del acantilado se observaron bancos de litología variada (arcilitas, limolitas arcillosas, limolitas arenosas y areniscas) de colores gris verdosas, gris oscuras, pardas a pardas oscuras; en la parte superior se hallaron restos fósiles de echinidos, ostreidos y colonias de briozoarios bien conservados que, hacia arriba, disminuyen en abundancia presentándose triturados. El tramo final está integrado por sedimentos arcillosos, rojizos, con presencia de yeso en grietas y concreciones. El afloramiento tiene un espesor de 16 m, sin límite inferior observable. La relación entre los bancos del acantilado y la plataforma de abrasión no se observó por estar su contacto cubierto por depósitos arenosos de playa.

c. Al oeste del perfil 9 (Fig. 2). Aquí la Formación Patagonia aflora en el sector de playa media, Gelós *et al.* (1988), en forma saltuaria. La integran una sucesión de bancos de areniscas pardo verdosas; abundan los ostreidos, algunos en posición de vida y con diferentes grados de conservación. Separado por capas

finas de arcilitas rosadas claras, continúa en el acantilado, un banco de areniscas gris pardo a verde amarillentas que, en su base, contiene abundantes restos de conchillas finamente molidas. La sección culmina con otro banco de arenisca limosa, verde amarillenta, que incluye abundantes restos de echinidos y gastrópodos. La potencia de el afloramiento alcanza los 3,5 m, sin base expuesta.

Plioceno

2. *Formación Río Negro Andreis* (1965): Se distribuye en el tramo de costa comprendido entre el perfil II y el sector oriental del perfil I (Fig. 1 b). Constituye la totalidad o gran parte de las sedimentitas aflorantes en el acantilado; igualmente se halla expuesta en la plataforma de abrasión de la playa baja en el sector

comprendido entre los perfiles 9 este y 16 (Fig. 2). Está integrada por una alternancia de bancos gruesos de areniscas de grano fino a mediano, gris azulados a gris pardos, con estratificación laminar a entrecruzada y arcilitas limosas finamente estratificadas de colores gris blanquecino, pardo claro y rosado. En los niveles superiores se intercalan lentes cineríticos blanquecinos pulverulentos, delgadas capas de yeso y diferentes estructuras sedimentarias de ordenamiento interno (Fig. 2). Los espesores son variables. La máxima potencia es de 55 m en el perfil 13 y la mínima de 11 m en el perfil I. No se hallaron fósiles. El límite inferior de esta formación aparece expuesto en los perfiles I y 9 oeste, asentándose en paraconcordancia, -término definido por Dunbar y Rodgers (1969)- sobre la Formación Patagonia. En el sector del perfil II la Formación Río Negro presenta su base visible integrada por sedimentitas marinas pertenecientes a la

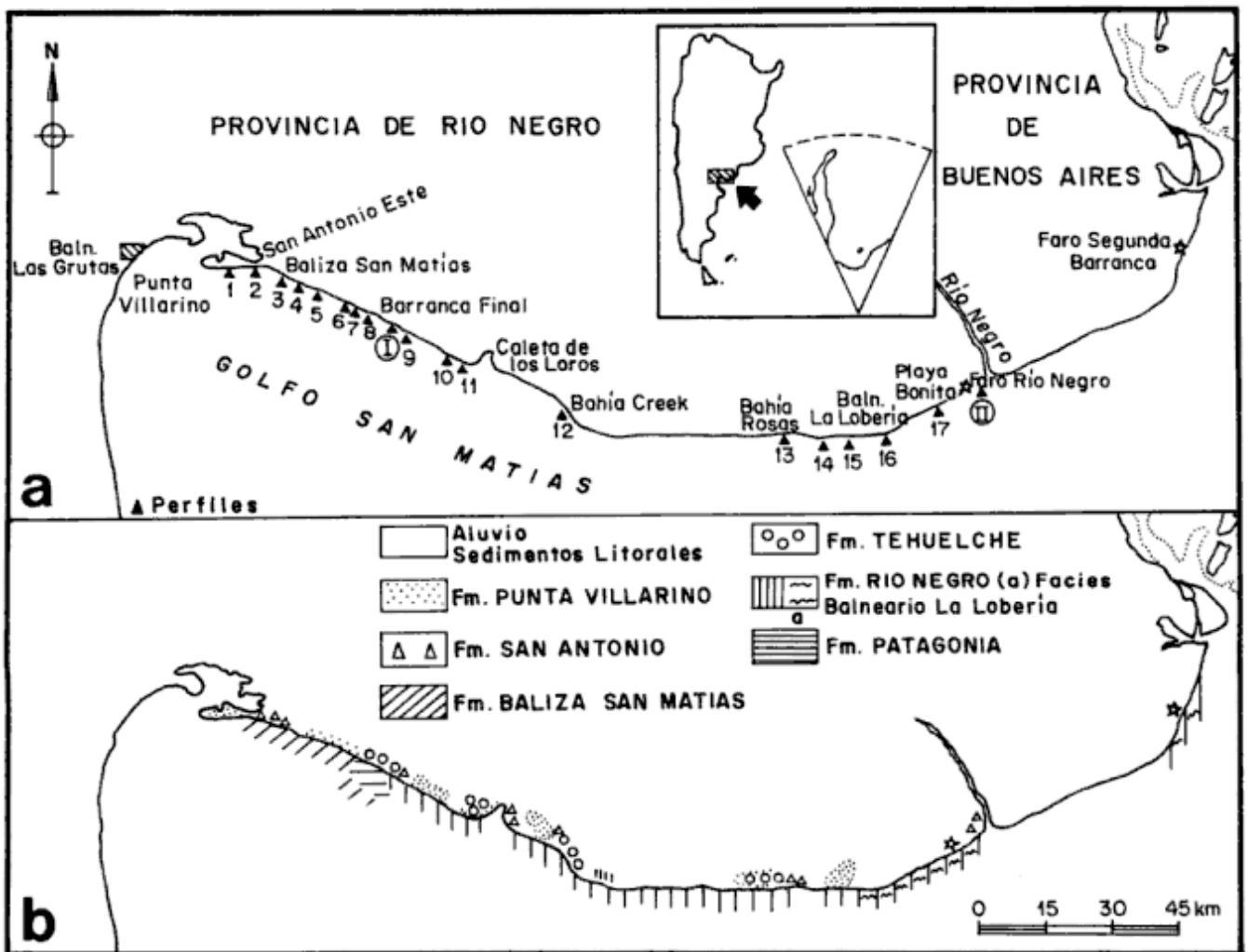


Figura 1. a. Mapa de ubicación y localización de perfiles; b. Distribución de las unidades estratigráficas

Facies Balneario La Lobería, Angulo *et al.* (1978). El límite superior, variable en su altitud, está marcado por una discordancia erosiva que lo pone en contacto con psefitas y psamitas de la formación Tehuelche o con depósitos arenosos mantiformes o médanos activos holocenos.

Cuaternario-Pleistoceno

3. *Formación Tehuelche* Weber (1983) y Sepúlveda (1983): Esta formación remata la parte cuspidal del acantilado en diversos sectores (perfiles I, 11, 12 y 13). Se presenta en forma de bancos de grava o gravas arenosas total o parcialmente cementados por carbonato de calcio. La potencia máxima medida para la unidad es de 2,5 m.

4. *Formación Baliza San Matías* Angulo *et al.* (1978): Los primeros asomos se observan al oeste del perfil 9 en forma de delgados bancos en la plataforma de abrasión. Con iguales características morfológicas y de yacencia aparecen en el perfil I. Como depósitos continuos se extienden hacia el oeste hasta la altura de Baliza San Matías (perfil 2), presentándose siempre en la plataforma de abrasión aflorante en la playa baja.

Holoceno

5. *Formación San Antonio* Angulo *et al.* (1978): Fue reconocida en los mismos lugares en que lo hicieron Angulo y Casamiquela (1982) con idénticas características litológicas.

6. *Formación Punta Villarino* Angulo *et al.* (1978): Se trata de acumulaciones medianosas activas e inactivas y depósitos mantiformes. Las inactivas no muestran formas definidas y están en general degradadas. Los médanos activos son de tipo barján con migración en direcciones variadas, predominando los desplazamientos en sentidos opuestos, al noreste y sudoeste. El material que los integra es arena fina a muy fina, bien seleccionada, de color pardo grisáceo. Se han reconocido campos de médanos y mantos de arena en los sectores de los perfiles I, 9, 11, 12 y 14.

7. *Sedimentos litorales*: Son acumulaciones sedimentarias de evolución actual que cubren la costa desde la zona supratidal a la infratidal.

8. *Aluvio*: Corresponden a depósitos de drenaje actuales de cañadones y torrenteras.

Resultados

Formación Patagonia

Los afloramientos pueden agruparse en dos tipos:

1. *Plataformas de abrasión*: se localizan en la playa baja (perfiles 7, 8 y I). Se presentan en forma de bancos, sin límite inferior visible y en la mayoría de los casos no se observa el límite superior. Las sedimentitas que las integran se consideran del tipo marino de plataforma, de aguas someras y tranquilas, con abundante contenido fosilífero en buen estado de conservación y sin evidencias de retrabajo marino.

2. *Acantilados*: corresponden a los perfiles I y 9 oeste (Fig. 2). En el perfil I se observa el mayor espesor, no presenta base expuesta y el límite superior está en contacto con la Formación Río Negro. Por su litología y el carácter de su contenido fosilífero, pueden considerarse como depósitos que, en su base, son de tipo marismal o de llanura de marea con variación gradual hacia el techo a acumulaciones fluviolacustres con aportes de aguas continentales. En el perfil 9 oeste son bancos de menor espesor, sin límite inferior definido. El carácter predominantemente arenoso del sedimento, así como su contenido de restos fósiles, rotos o triturados, permitirían definirlo como un ambiente de playa.

Formación Río Negro

Dentro de la misma se remarcan algunos resultados referidos a la Facies Balneario La Lobería. Se acepta la propuesta de Angulo y Casamiquela (1982) que la consideraron como una intercalación marina dentro de la mencionada formación. La facies Balneario La Lobería aparece en asomos aislados en el área del Faro Segunda Barranca y se extiende entre el Faro Río Negro y el extremo este de la bahía Rosas, presentando las siguientes características:

1. Perfil II: aflora en la plataforma de abrasión; su límite superior es concordante con la Formación Río Negro y el inferior no está expuesto.

2. Perfil 17: se manifiesta en la plataforma de abrasión, en pilares de rompiente y en la base del acantilado hasta una altura de 4 m sobre el nivel de playa. Aquí también su límite superior es concordante y el inferior se halla cubierto.

3. Perfil 16: (localidad tipo), la facies presenta sus límites superior e inferior en contacto con la Formación Río Negro; el límite superior llega a los 11 m y el inferior a los 4 m, medidos desde la base del acantilado.

4. Perfil 15: aquí su límite superior se halla a los 12,5 m y el inferior a los 10,5 m.

En base a los niveles altimétricos observados en esta facies se puede indicar que: a) existe un buzamiento aparente en dirección al este; b) se acuña hacia el oeste, ya que se observa un adelgazamiento de la facies en esa dirección.

Dados los cambios de rumbo de la línea de costa actual en el sector acantilado, la facies resulta cortada en dos direcciones diferentes: a) Este-oeste, entre Bahía Rosas y Balneario La Lobería. Aquí la facies presenta buzamiento aparente al este; el límite superior tiene una pendiente de 0,02 % y el inferior de 0,06 %; por lo tanto la misma se acuña hacia el oeste. Esto se corrobora por la variación de espesores que en el perfil 16 es de 7 m y en el perfil 15 de sólo 2 m. b) Oeste-sudoeste, este-noreste en el sector Playa Bonita-Faro Río Negro. Aquí la Facies Balneario La Lobería manifiesta un buzamiento aparente de su límite superior en dirección este-noreste con valor de pendiente del 0,02 %.

Formación Baliza San Matías

Se reconocieron afloramientos de la misma desde el perfil 2 al 9 oeste, lo que permite extender su presencia hacia el este más allá de las áreas mencionadas por Angulo *et al.* (1978).

Discusión

Sobre las características litoestratigráficas y los datos de campo obtenidos puede efectuarse el siguiente análisis:

La Formación Patagonia, considerada como un conjunto de depósitos marinos transicionales, estaría representada en las plataformas de abrasión por sedimentos depositados en la etapa transgresiva del mar patagoniano; mientras que en los acantilados se hallarían los sedimentos dejados durante la etapa regresiva de este mar. Según Feruglio (1949), dada la magnitud de este evento transgresivo-regresivo, la formación de depósitos durante el mismo no debe haber sido simultánea en todos los lugares. Riggi (1979), concluye que la ingresión habría avanzado de sur a norte en el área de la Cuenca del Colorado. En lo referente a la edad de la Formación Patagonia, para el sector costero, se coincide con Angulo *et al.* (1978), atribuyéndosela al Mioceno superior. No obstante para sectores más australes, la transgresión se habría originado en el Eoceno (Camacho y Fernández 1956).

Los estratos de la Formación Patagonia buzan

suavemente hacia el este-sudeste. Tal apreciación se basa en que hacia el oeste los afloramientos de la costa acantilada en el área del Balneario Las Grutas son continuos, de origen marino y espesor considerable, mientras que en el perfil 9 oeste disminuyen su potencia y son de carácter regresivo predominante. En el perfil 9 este, la formación desaparece en superficie y es reemplazada por las areniscas de la Formación Río Negro.

Se estimó de interés efectuar consideraciones referentes a la Facies Balneario La Lobería. Se plantea que esta facies corresponde a una ingresión cuyo máximo desarrollo se encontraría en dirección de la plataforma continental, en concordancia con el buzamiento del eje de la Cuenca del Colorado, acuñándose hacia el continente, razón por la cual desaparecería en una proyección de pendiente, aproximadamente a 4 km al oeste del perfil 15; no se la observa por tal motivo en los acantilados de Bahía Rosas. Sin embargo Wichmann (1918) menciona la presencia de sedimentitas marinas fosilíferas en perforaciones situadas al norte de la costa entre Bahía Rosas y Bahía Creek, a las que atribuye edad entreterriense. En consecuencia la Facies Balneario La Lobería se habría originado en una ingresión del Plioceno, la cual habría penetrado desde el este-sudeste sin extenderse más allá de Bahía Rosas en dirección oeste. La ingresión se habría acuñado hacia el continente donde actualmente se la observa representada por los afloramientos costeros mencionados. Tal como lo propone Yrigoyen (1969), existió una basculación entre las etapas de emergencia y subsidencia de las cuencas del Colorado y Chaco-Pampeana respectivamente. Así esta facies representaría un episodio ingresivo, breve y final, correspondiente a un pulso oscilatorio en la regresión del mar entreterriense que ocurre en la Cuenca Chaco-Pampeana entre el Plioceno medio y superior (Farinati *et al.* 1981 y Franchi *et al.* 1984). Posiblemente represente un depósito de esta ingresión el banco fosilífero descrito por De Ferraris (1966) en su perfil La Lobería, así como los afloramientos de la plataforma de abrasión en Faro Segunda Barranca, provincia de Buenos Aires, que fueron descritos por Witte (1916) y Wichmann (1918). Estos últimos horizontes que presentan una textura algo diferente (limos arenosos), con fósiles triturados y mal conservados, podrían representar condiciones de aumento de energía en su área de depositación.

Conclusiones

En el área de costa estudiada aflora un conjunto de sedimentitas cuyas edades se extienden entre el Mioceno y el Holoceno. La Formación Patagonia, base

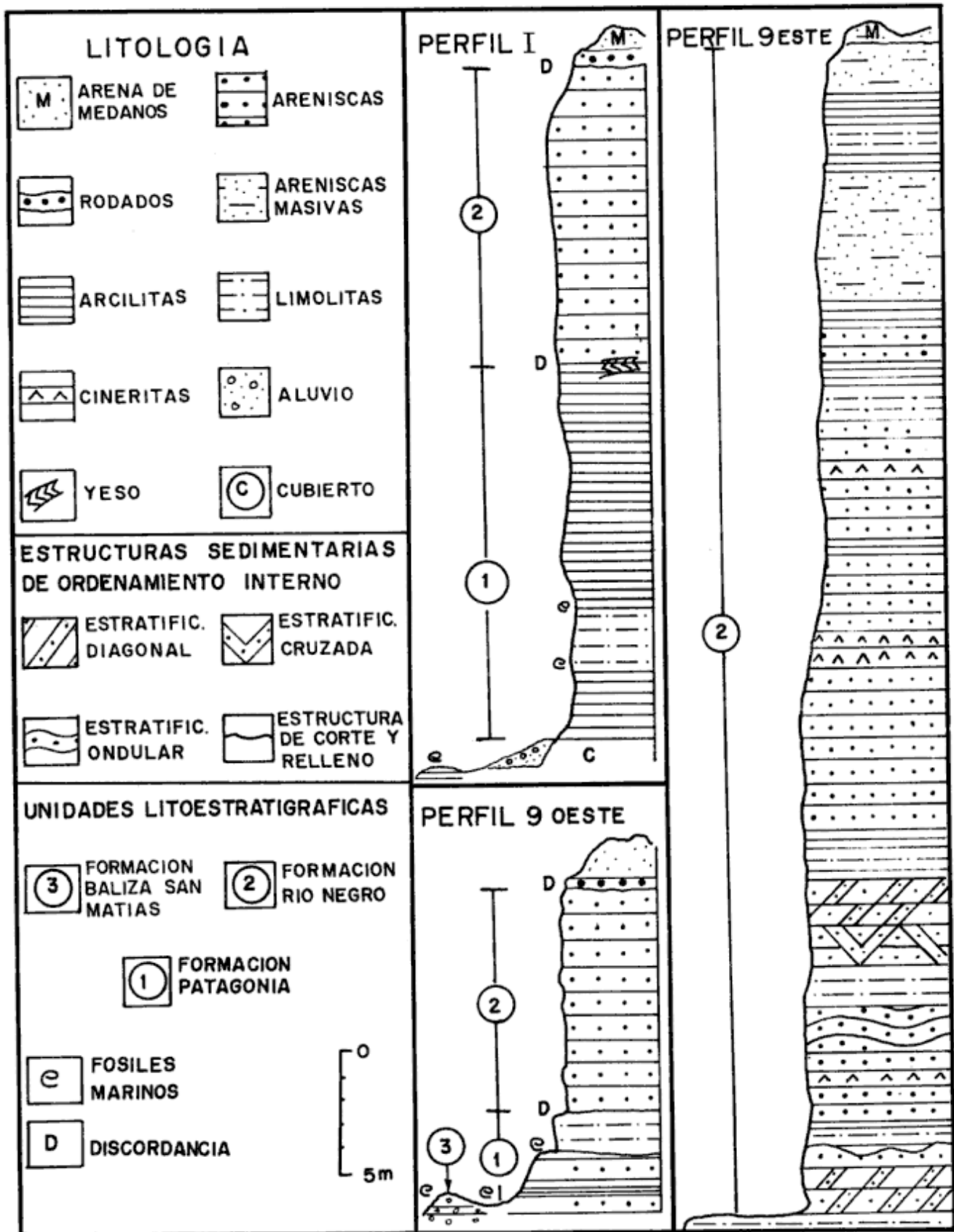


Figura 2: Columnas estratigráficas

de la columna estratigráfica, representada en este sector por sus niveles superiores, presenta dos secuencias depositacionales, que corresponden respectivamente a una etapa ingresiva y otra regresiva. Dentro de la Formación Río Negro, continental, la Facies Balneario La Lobería representaría un pulso de ingresión correspondiente a la etapa final de la regresión del mar enterrriense y sus depósitos se ubicarían entre Bahía Rosas y Faro Segunda Barranca. Se reconocieron nuevos afloramientos de la Formación Baliza San Matías al este de la baliza homónima.

Agradecimientos

A H. Camacho por la lectura crítica y opiniones aportadas. A J.C. Riggi por las sugerencias efectuadas. Al plantel profesional del ITMAS "Los Alamos" por el apoyo logístico prestado. Al Personal del laboratorio de Geología Marina del IADO, por su colaboración en las tareas de campo. A los dibujantes L. Luro y W. Melo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. Museo de La Plata, Revista, 4 (nueva serie), Geología 36: 245-310.
- Angulo, R., Fidalgo, F., Gomez Peral, M.A. y Schnack, E.J., 1978. Las ingresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades, provincias de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Actas, 1: 271-283.
- Angulo, R. y Casamiquela, R., 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del golfo de San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62° 30' y 64° 30' oeste. Mundo Ameghiniano, 2: 20-73. Viedma.
- Camacho, H.H. y Fernández, J.A., 1956. La trasgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del Río Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (1): 23-45.
- De Ferraris, C., 1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la provincia de Buenos Aires, sus relaciones con la región Nordpatagónica. Comisión de Investigaciones Científicas. Anales 7: 85-165. La Plata.
- Dunbar, C.D. y Rodgers, J., 1969. Principios de estratigrafía. Compañía Editorial Continental S.A. Tercera Edición: 1-422. México.
- Farinati, E., Aramayo S. y Terraza, J.C., 1981. La presencia de un nivel marino en la Formación Río Negro (Plioceno sup.), provincia de Río Negro, Argentina. 2 Anais Congreso Latinoamericano Paleontología, Porto Alegre: 651-665.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Dirección general. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. I, II y III: 1-750. Buenos Aires.
- Franchi, M., Nullo, F., Sepúlveda, E. y Uliana, M., 1984. Las sedimentitas terciarias. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1(9): 215-216. Buenos Aires.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, R.A., 1988. Las unidades morfológicas de la costa norte del golfo San Matías y su evolución. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (3): 315-327.
- Lizuaín, A., 1983. Descripción geológica de la hoja 38 j, Salinas del Gualicho. Boletín 195, Servicio Geológico Nacional: 1-48.
- Riggi, J.C., 1979. Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (1): 1-11.
- Sepúlveda, E., 1983. Descripción geológica de la hoja 38 i, Gran Bajo del Gualicho. Boletín 194, Servicio Geológico Nacional: 1-61.
- Stipanovic, P.N. y Methol, E.J., 1972. Macizo de Somun Cura. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 581-598. Córdoba.
- Weber, E., 1983. Descripción Geológica de la hoja 40 j, Cerro El Fuerte. Boletín 196, Servicio Geológico Nacional: 1-68.
- Wichmann, R., 1918. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre la boca del río Negro, San Antonio Oeste y Choele Choel. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 13(3): 9-41.
- Witte, L., 1916. Estudios Geológicos de la región de San Blas (partido de Patagones). Museo de La Plata, Revista, 34: 7-99.
- Yrigoyen, M.R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Ameghiniana, 6(4): 315-331.

Recibido: 22 de agosto, 1989

Aceptado: 22 de julio, 1992

Relación área de aporte-ambiente tectónico de las psamitas de la plataforma continental argentina entre los 39° y 43° de latitud sur y el Golfo San Matías

E. M. GELOS y J. O. SPAGNUOLO

Instituto Argentino de Oceanografía, Avenida Alem 53, 8000 Bahía Blanca, Argentina

ABSTRACT. *Source area and tectonic setting relationships of psammites from the Argentine continental shelf between 39° and 43°S and the Golfo San Matías.* The Dickinson and Suczek criteria are used to establish the tectonic character of the provenance area of the sandy bottom sediments in a sector of the Argentine continental shelf and Golfo San Matías. A Dickinson triangle Q, F, L plot for the 41 samples studied shows that 73.2% of the samples fall in the transitional arc field, 9.8% in the undissected arc field, 14.6% in the recycled orogen field and 2.4% in the mixed field. Furthermore, taking into account that the mineralogical composition suggests a volcano-pyroclastic genesis, it is possible to infer that the provenance of these psammites was in the north Patagonian cordillera and, to a lesser extent, in the cratogenic area of the north Patagonian massif. The mineralogical composition and textural characters of the sediments indicate a tectonic origin related to an active margin of Pacific type. There is thus no clear identity of these psammites with their present tectonic position on the passive Atlantic margin.

Introducción

El presente trabajo tiene como finalidad establecer el área de procedencia de los sedimentos psamíticos actuales en un sector de la plataforma continental, situado entre los paralelos 39° y 43° de latitud sur y en el golfo San Matías (Fig. 1), así como la relación entre el ambiente tectónico del área de aporte y el correspondiente al área de acumulación en los sitios mencionados.

A tal fin, se analizó la información disponible de acuerdo con los criterios de Dickinson y Suczek (1979), quienes sostienen que existe esa vinculación entre el área de aporte y de depositación, la cual permite establecer el ambiente tectónico de procedencia. Dichos autores afirman que existe una relación directa entre la composición modal de la fracción psamítica del sedimento y su ambiente de procedencia, por cuanto dicha fracción conserva los caracteres composicionales originales. Esto presupone una inmediata vecindad con el área de aporte y una escasa influencia de factores que los modifiquen.

Por otra parte Potter (1986) ha realizado un importante estudio de arenas actuales de playa de las costas sudamericanas en base a los mismos criterios. Este autor sostiene que las playas constituyen un ambiente de tránsito de las arenas marinas. Por esa razón sus resultados fueron comparados con los obtenidos en el presente trabajo pudiéndose establecer el grado de coincidencia de los mismos.

Antecedentes

En un trabajo precedente Gelós *et al.* (1988) anali-

zaron las características composicionales y texturales de sedimentos actuales del área de estudio. Para la plataforma, se utilizó el modelo depositacional de transgresión-regresión del tipo plataforma autóctona propuesto por Swift (1974). El mismo se vincula con las oscilaciones del nivel marino por la fusión de hielos ocurrida desde el Pleistoceno superior al Holoceno (eustasia) y con el lento ascenso del bloque continental (isostasia), que en forma continua y permanente ocurre desde el Terciario en el ámbito patagónico.

En el modelo de evolución de la plataforma propuesto en dicho trabajo se indica que los sedimentos del área estudiada fueron aportados desde el continente por los ríos Colorado y Negro durante la etapa regresiva y reelaborados por corrientes y mareas durante la etapa transgresiva. El desplazamiento actual de los sedimentos en la plataforma está vinculado a corrientes marinas que, en términos generales, se desplazarían en dirección NE paralelamente a la costa (Lusquinos *et al.* 1983 y Zyryanov *et al.* 1979).

El sector de plataforma continental estudiado como ambiente tectónico de depositación, puede ser definido desde el punto de vista de la tectónica de placas, como de "margen pasivo", con "borde de arrastre" y con "planicies extensas" en muchos casos (Mouzo 1982).

Si bien Gelós *et al.* (1988) destacan el origen terrígeno de estos sedimentos, tanto por su composición mineralógica como por su carácter fluvio-marino, con escaso aporte glacio-eólico y ponen de manifiesto que la asociación mineralógica se corresponde con la denominada "pampeano-patagónica" por Etchichury y Remiro (1960), a la que estos autores atribuyen un

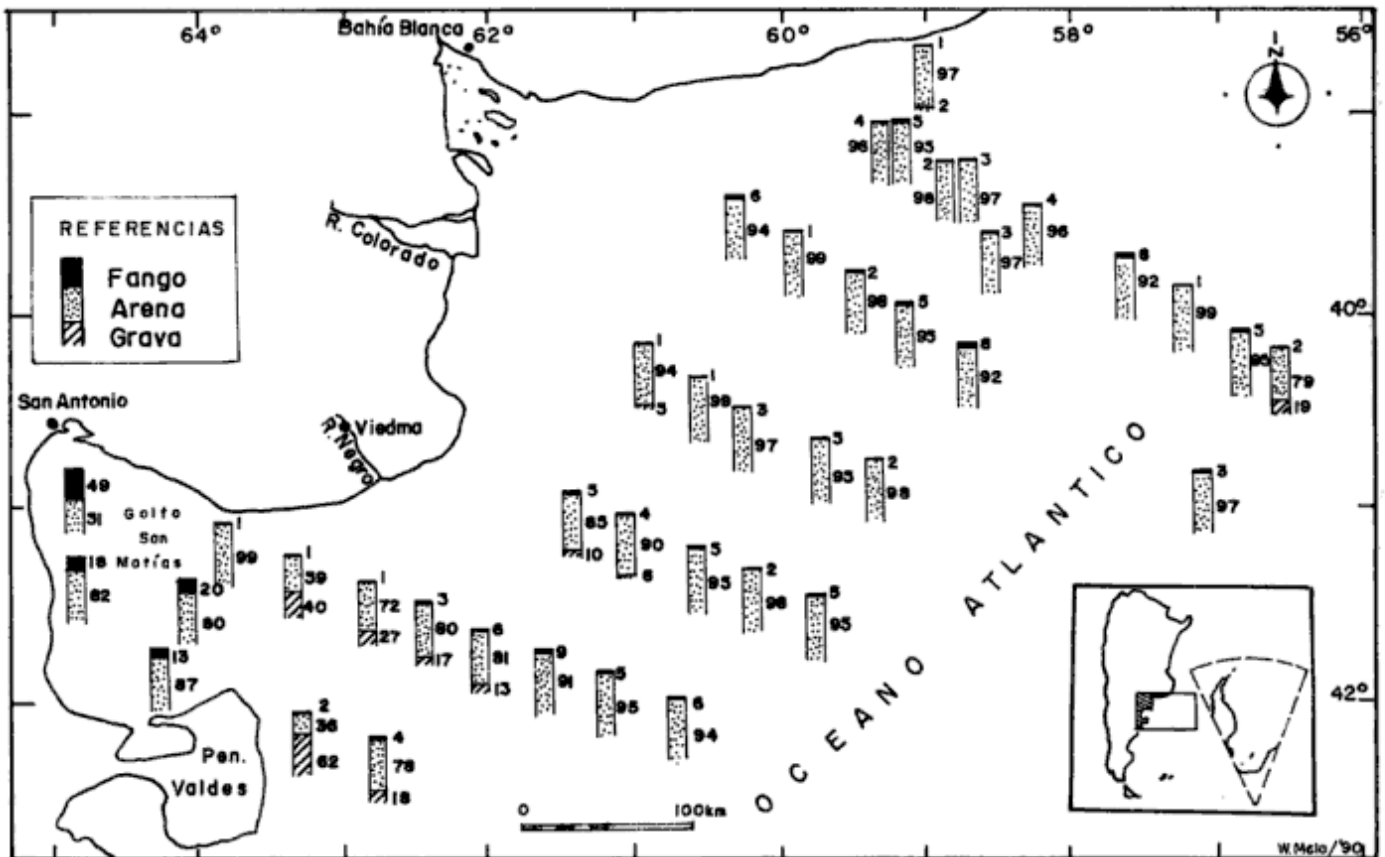


Figura 1: Mapa de ubicación. Relaciones porcentuales de las fracciones granulométricas para cada estación oceanográfica.

origen volcánico-piroclástico, no se hace en el trabajo de Gelós *et al.* (1988) un análisis concreto respecto al área de procedencia de estos sedimentos y su relación con su área de depositación.

En base a estos antecedentes se pensó en aplicar estas ideas al estudio de las arenas de plataforma y del golfo San Matías, a fin de establecer su fuente de procedencia.

Estudios similares en plataforma continental fueron efectuados por otros investigadores (Harnold y Moore 1975, Stewart 1976, Valloni y Maynard 1981, Valloni y Mezzardi 1984, Maynard *et al.* 1982, Dickinson 1982, Yerino y Maynard 1984, Sucek e Ingersoll 1985, Valloni 1985), por lo cual también se justificó llevar a cabo esta investigación.

Metodología

Fueron analizadas un total de 41 muestras de las cuales 35 pertenecen a la plataforma y 6 al golfo San Matías.

Los parámetros Q, F y L se calcularon de la forma siguiente:

Q= cuarzo monocristalino.

F= feldespatos totales (plagioclasas + feldespatos potásicos)

L= líticos totales (pastas de rocas + vidrio + fragmentos alterados).

Los valores se recalcularon al 100% por lo que $Q+F+L=100$. Los mismos se graficaron en un triángulo QFL, de acuerdo a lo establecido por Dickinson *et al.* (1983).

Las determinaciones mineralógicas se hicieron sobre un recuento de 200 granos por muestra en la fracción livianos de la moda dominante correspondiente al phi 3 de la escala de Wentworth (1922).

Edad de las arenas de plataforma y golfo San Matías

La redistribución de los sedimentos actuales de la plataforma continental es el producto de la modelación transgresiva holocénica. Dichos sedimentos reconocen dos fuentes: a) sedimentos relictos (pleistocénicos) retrabajados por la acción constructi-

va-erosiva de la dinámica marina que actúa sobre el fondo de la plataforma, remodelando la morfología preexistente; b) sedimentos holocénicos y recientes aportados por los ríos Colorado y Negro afectados por los procesos costeros y la dinámica litoral.

Los sedimentos del golfo San Matías se estima que pertenecen al Holoceno, siendo aportados fundamentalmente por el río Negro e ingresados al golfo por corrientes de marea.

Genéticamente pueden considerarse sedimentos reciclados a partir de depósitos del área continental de diferentes edades: plutónicas (Carbónico-Pérmico); vulcanitas riolíticas y andesíticas (Triásico-Jurásico) del Complejo Marifil; vulcanitas basálticas y andesíticas cenozoicas relacionadas al vulcanismo andino y al plateau basáltico de la Patagonia extraandina. Es posible también que gran parte del material piroclástico (vidrios y cenizas volcánicas), dada su escasa alteración, se vincule con lluvias de cenizas relacionadas a la actividad del vulcanismo reciente en el área cordillerana asociadas a vientos predominantes del sector oeste.

Igualmente debe tenerse en cuenta que, a partir del Terciario, todo el transporte de sedimentos desde el sector cordillerano reconoce una pendiente atlántica.

Análisis de resultados

En un trabajo previo Gelós *et al.* (1988) clasificaron estos sedimentos de la siguiente manera:

- Para la plataforma continental: arcosa plagioclásica (Teruggi 1982)
- Para el golfo San Matías: wacke arcósica (Teruggi 1982)

Teniendo en cuenta que estos términos tienen de por sí un significado genético, se consideró conveniente darles nuevas denominaciones para este trabajo, ya que dicho significado debe surgir como resultado del análisis realizado.

Se utilizó para tal fin la clasificación de Fernández Garrasino (1969), que, si bien es similar en sus fundamentos a la de Pettijohn (1972), elimina denominaciones que puedan tener dicho tipo de implicación como ocurre con los términos "wacke" y "arcosa".

Si se tiene en cuenta que los valores promedio para Q, F y L son: Q= 24,5%; F= 20,0% y L= 55,5% (Fig. 2), de acuerdo a los porcentajes de matriz determinados se puede clasificar a estos sedimentos como sigue:

- Plataforma: litita feldespática. Se puede adjetivar a estas arenitas como "plagioclásicas" ya que el mayor porcentaje de los feldespatos corresponde a plagioclasas intermedias (andesinas). Considerando los valores individuales, un bajo porcentaje pertenece a

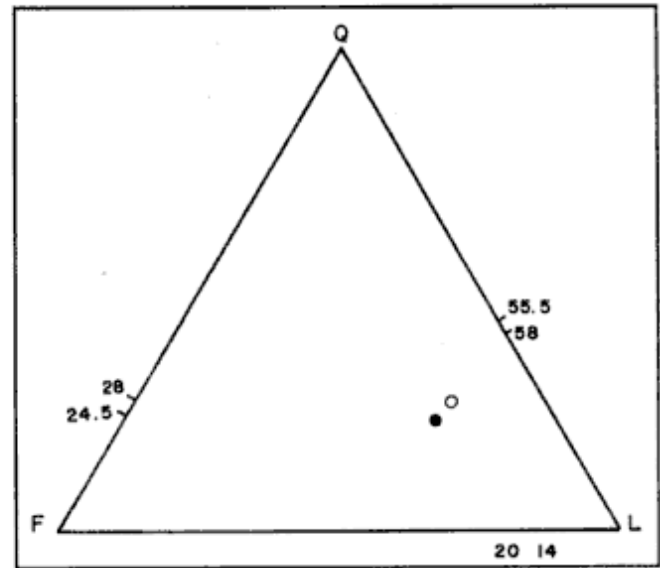


Figura 2: Comparación de los valores promedio de las asociaciones mineralógicas:

- Promedio de Potter (1986) para las playas argentinas.
- Promedio de este trabajo para plataforma y golfo.

sublititas feldespáticas ($L < 50\%$) y a sublititas cuarzosas ($Q > 25\%$).

- Golfo San Matías: lititas feldespáticas (tres muestras); paralititas feldespáticas (tres muestras), con matriz fangosa $> 15\%$.

Cabe destacar que el valor promedio obtenido está muy próximo al determinado por Potter (1986) para las arenas actuales de las playas argentinas (Fig. 2). Los sedimentos de plataforma resultan algo más ricos en feldespato y más pobres en cuarzo.

Dicho autor clasifica a esos sedimentos como arenitas líticas (*lithic arenite*). Asimismo señala la homogeneidad composicional de los sedimentos de playa, ya que la totalidad de las muestras corresponden al único tipo litológico determinado, lo que es igualmente aplicable a las muestras de plataforma y golfo. Estas no muestran ninguna clase de dispersión composicional dentro del triángulo de clasificación.

En la Fig. 3 se han graficado los valores Q, F y L correspondientes a las 41 muestras estudiadas. Se ha utilizado para ello el diagrama propuesto por Dickinson *et al.* (1983) para las distintas fuentes de procedencia en relación con su ambiente tectónico. En este caso se consideró conveniente utilizar el diagrama donde: Q= cuarzo monocristalino en su totalidad; L= pastas de roca de origen volcánico, predominando las de tipo intermedio con texturas hialopiliticas y pilotácicas y algunas pocas de tipo felsítico; fragmentos piroclásticos, fundamentalmente trizas de vidrio ácido y fragmentos de rocas alteradas de difícil determinación microscópica. Gelós y Spagnuolo (1982)

determinaron para sedimentos similares de la Bahía Blanca, utilizando un método de tinción, que el mayor porcentaje de alterados (51%) corresponde a fragmentos ricos en sodio y sólo el 17% a fragmentos ricos en potasio. En consecuencia gran parte de estos detritos derivarían de rocas con alto contenido de feldespatos sódicos (vulcanitas?). En cuanto al parámetro F incluye: plagioclasas >90%, predominando las intermedias (andesinas) y en menor proporción oligoclasa y labradorita; ortosa con muy escaso microclino y muy escasa sanidina. Se considera que las plagioclasas serían de origen volcanoclástico, mientras que el feldepatos potásico podría provenir de rocas plutónicas y metamórficas.

Los valores obtenidos para las muestras de plataforma y golfo San Matías para los parámetros Q, F y L, proyectados en el correspondiente triángulo de composición muestran que:

- 30 muestras (73,2%) corresponden al campo de arco magmático transicional;
- 4 muestras (9,8%) se ubican en el campo de arco magmático no disectado;
- 6 muestras (14,6%) pertenecen al campo de orógeno reciclado;
- 1 muestra (2,4%) es de mezcla.

En cuanto a la ubicación de las muestras, no se advierten tendencias que permitan diferenciar aportes, tanto en el ambiente de plataforma como en el del golfo San Matías.

Analizados estos resultados se puede observar que el mayor porcentaje de las psamitas aportadas a la plataforma y el golfo proveniente de sectores de arco magmático transicional y no disectado, lo que posibi-

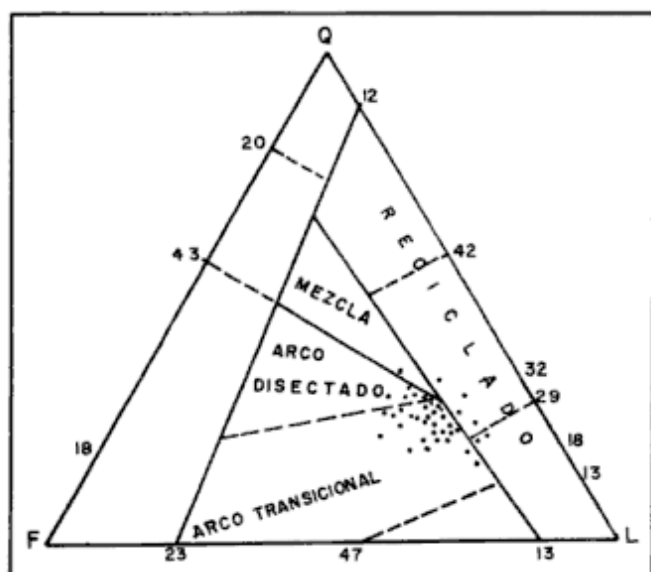


Figura 3: Distribución de los valores Q, F y L en el triángulo de Dickinson calculados a partir de las muestras de la plataforma y el golfo.

lita ubicar su fuente de aporte principalmente en el área de la cordillera norpatagónica. No tendría una clara definición de procedencia el reducido grupo de muestras del sector de orógeno reciclado.

Ya Potter (1986) señalaba que la composición petrográfica de las arenas de las playas argentinas presenta un resultado algo sorprendente, ya que "... es similar a la de la costas pacíficas sudamericanas". Esta conclusión puede también ser aplicada a las psamitas de plataforma y golfo aquí estudiadas, ya que sus características composicionales son equivalentes y sus valores se proyectan en el diagrama Q, F, L (Fig. 3) en campos similares con aquéllos determinados por dicho autor. Sólo se observa una leve disminución en el porcentaje de cuarzo y fragmentos líticos en favor de un incremento de feldespatos, lo que quizá se relacione con los bajos niveles energéticos de las corrientes de plataforma en la actualidad. Esto produciría una menor abrasión favoreciendo la permanencia de minerales inestables. Puede sostenerse entonces que ambos materiales detríticos tienen un origen común y, en consecuencia, la misma fuente de aporte.

Discusión de resultados

En base a los resultados obtenidos se consideró de importancia indagar en los antecedentes sobre génesis de sedimentos en el ambiente costero, por su directa vinculación con los aquí estudiados. Dichos sedimentos provienen principalmente de efectos de erosión marina sobre afloramientos rocosos que integran sectores acantilados y plataformas de abrasión, particularmente al sur del río Negro. Tales afloramientos cubren un amplio rango cronológico y litológico. Cabe señalar al respecto los trabajos de Andreis (1966), Scasso y del Río (1987) y Gelós *et al.* (1990) para las costas de la provincia de Río Negro y los de Teruggi *et al.* (1959 y 1964) para la provincia de Buenos Aires.

Las conclusiones obtenidas por los autores antes mencionados son aplicables al origen de las arenas de playa y se pueden sintetizar del modo siguiente:

- Los materiales originales tienen derivación volcanoclástica dominante. Los aportes ígneos plutónicos y metamórficos son subordinados.
- El volumen mayor de materiales aportados proviene de formaciones integradas por sedimentitas tanto marinas como continentales, cuyas edades están comprendidas entre el Terciario inferior (Eoceno) y el Cuaternario inferior (Pleistoceno).
- En su casi totalidad estos materiales provienen del área de la cordillera norpatagónica, favorecidos por la instauración de una pendiente hídrica atlántica a partir del Terciario.

A esto debe agregarse que, durante la transgresión holocénica, el aporte psamítico en los sectores estudiados ha estado vinculado con los ríos Colorado y Negro y su redistribución en plataforma a la acción de corrientes marinas. En la actualidad dichos ríos han mermado su capacidad de carga (Siegel 1973) por lo que su aporte debe ser de menor significación y la redistribución está regida principalmente por corrientes de plataforma cuyo sentido de circulación es de sur a norte (Lusquiños y Schrott 1983 y Zyryanov y Severov 1979).

En base a los rasgos de similitud composicional ya señalados entre las psamitas litorales y las de plataforma y golfo y a las conclusiones de Potter (1986) respecto al marcado carácter geotectónico de margen continental de tipo "activo" para el área de aporte de las arenas de las playas argentinas, puede sostenerse igual carácter para los sedimentos estudiados en este trabajo. En cuanto al área de acumulación de los mismos, de acuerdo con la clasificación de Maynard *et al.* (1982), puede considerarse como correspondiente a la zona de extensión, en particular a márgenes continentales pasivos.

Otros estudios efectuados sobre psamitas en otros sectores llegan a conclusiones comparables. Tal es el caso de los trabajos de Bercowsky (1986) para las arenas del río de la Plata y Etchichury *et al.* (1988) para los sedimentos actuales de la provincia de Buenos Aires. En un trabajo reciente sobre psamitas actuales de Argentina, Spalletti (1986), aplicando criterios similares a los de Dickinson y Suczek (1979) para sedimentos gruesos de la patagonia extrandina, reconoce una complejidad de aportes cuyo significado tectónico es de difícil interpretación. Sin embargo los autores de este trabajo interpretan que, dado el predominio de clastos volcánicos en dicha fracción, es posible reconocer el carácter tectónico del área de aporte (arco magmático) correspondiente a un margen continental activo, diferente del correspondiente al área de acumulación que es del tipo de margen continental pasivo. Esto en particular para los depósitos distales de gravas del ámbito costero.

De lo expuesto podemos resumir que los principales estudios realizados sobre depósitos de psamitas y psamitas actuales en el país, en áreas relacionadas con el litoral atlántico, coinciden en destacar que la relación existente entre el carácter tectónico del área de aporte y el área de depositación no es la que cabría esperar en función de las características composicionales de las psamitas.

Este hecho reconocería diversas causas:

- El carácter predominantemente "atlántico" de la pendiente hídrica sudamericana a partir del Terciario.

- La carencia general de relieves positivos en el ambiente cratogénico de la patagonia extrandina capaces de limitar dicho drenaje hídrico.

- El marcado estrechamiento de la porción austral del continente sudamericano (no mayor a los 1000 km promedio).

- La posible influencia de factores climáticos capaces de preservar los caracteres composicionales de los sedimentos transportados, lo cual ya fue señalado por Potter (1986).

Una conclusión similar establece Potter (1986) al referirse a las playas sudamericanas cuando afirma: "La deducción a partir de la asociación Argentina, sin embargo, conduce a una conclusión totalmente incorrecta, dado que una composición de margen activo recubre un margen pasivo."

Conclusiones

Teniendo en cuenta la composición mineralógica de las psamitas del sector de plataforma estudiado y del golfo San Matías, se pueden reconocer los siguientes tipos geotectónicos de sus áreas de aporte en base a la proyección de los valores Q, F y L de las muestras estudiadas en el triángulo de Dickinson: el 73,2% son de arco magmático transicional; el 9,8% de arco magmático no disectado; el 14,6% de orógeno reciclado y el 2,4% de mezcla.

No se aprecian diferencias fundamentales de zonas de aporte para los ambientes de plataforma y golfo.

Teniendo en cuenta tanto el carácter textural como el origen volcano-piroclástico de estas psamitas, se puede vincular su zona de aporte al área de la cordillera norpatagónica. No debe descartarse el aporte en particular del área cratogénica del macizo norpatagónico a partir del Mesozoico hasta la actualidad, ya que afloran allí rocas de composición similar.

La similitud composicional y textural de las psamitas de las zonas estudiadas en este trabajo con las del litoral argentino y las de la provincia de Buenos Aires, indicaría que su origen se vincula a las mismas fuentes de aporte.

No existe una clara identidad geotectónica en las psamitas depositadas en el sector de plataforma estudiado y el golfo San Matías ya que, por su composición mineralógica estarían vinculadas a zonas de retroarco en un margen activo. Esto resulta antagónico debido a la vinculación de dichas psamitas con un margen pasivo de tipo atlántico.

Por último, cabría hacer una recomendación en base a lo aquí establecido. Parecería poco conveniente utilizar el criterio de composición mineralógica de las

psamitas como fundamento para definir el carácter tectónico cuando se estudian paleocuenas deposicionales. De todas maneras esto no invalida la posibilidad de aplicar los criterios de Dickinson cuando se trata de establecer el tipo geotectónico de las zonas de aporte de sedimentos.

Agradecimientos

A Guillermo Lizasoain quien efectuó las determinaciones mineralógicas de las muestras utilizadas en el presente trabajo. Al dibujante Walter Melo quien realizó las ilustraciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R.R., 1966. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista Museo de La Plata*, 5, Geología (36): 245-310.
- Berkowski, F., 1986. Arenas del río de la Plata: una excepción a la relación entre composición de areniscas y la tectónica de placas. *Primera Reunión Argentina de Sedimentología*; resúmenes expandidos: 263-266.
- Dickinson, W.R., 1982. Composition of sandstone in Circum-Pacific Subduction Complexes and Fore-Arc Basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66 (2): 121-137.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, F.K., Knapp, R.A., Lindberg, P.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to plate tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dickinson, W.R. y Suczek, C.A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12): 2164-2182.
- Etchichury, M.C. y Remiro, J.R., 1960. Muestras de fondo de la plataforma continental comprendida entre los paralelos 34° y 36° 30' de latitud sur y los meridianos de 53° 10' y 56° 30' de longitud oeste. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. *Ciencias Geológicas* 6(4): 198-263.
- Etchichury, M.C., Tofalo, R.O. y Forzinetti, M.E., 1988. Composición de la fracción psamítica de sedimentos actuales de la provincia de Buenos Aires y su significado tectónico. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas: 419-428.
- Gelós, E.M. y Spagnuolo, J.O., 1982. Estudio composicional de los sedimentos de fondo de la ría de Bahía Blanca entre Puerto Cuatros y Puerto Ingeniero White. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (1): 3-22.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Lizasoain, G.O., 1988. Mineralogía y caracterización granulométrica de sedimentos actuales de la plataforma Argentina entre los paralelos 39° y 43° de latitud sur y del golfo San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 63-79.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Shillizzi, R.O., 1990. Caracteres texturales y mineralógicos de sedimentos de playa de la costa norte del Golfo San Matías. *Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21(1/4): 41-42. Buenos Aires.
- Harnold, P.J. y Moore, J.C., 1975. Composition of deep sea sand from marginal basins of the northwestern Pacific. En: Karing, D.E., Ingle, J.C., *et al.*: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volumem 31, Washington (U.S. Government Printing Office): 507-514.
- Lusquiños, A.J. y Schrott, A., 1983. Corrientes en el mar epicontinental argentino en invierno. *Editorial Subsecretaría de Ciencia y Tecnología*: 1-74.
- Marchese, H.G. y Fernández Garrasino, C.A., 1969. Clasificación descriptiva de areniscas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (3): 281-286.
- Maynard, J.B., Valloni, R. y Yu, Ho-Shing, 1982. Composition of modern deep sea sand from arc-related basins. En: Leggett, J.E. (Ed.): *Trench and fore-arc sedimentation*. *Geological Society of London, Special Publication*, 10: 551-561.
- Mouzo, F.H., 1982. Geología marítima y fluvial. En: *Historia Marítima Argentina*; I: 47-117. Cuántica Editorial S.A. Buenos Aires.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1972. *Sand and Sandstone*. Editor Springer-Verlag. 618 p. New York.
- Potter, P.E., 1986. South America and a few grains of sand: Part I: Beach sand. *Journal of Geology*, 94(3): 301-319.
- Scasso, R.A. y del Río, C. 1987. Ambiente de sedimentación, estratigrafía y proveniencia de la secuencia marina del Terciario Superior de la región de la península Valdés, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(4-3): 291-321.
- Siegel, F.R., 1973. Possible important contributors to Argentine Basin lutites: Argentine Rivers. *Modern Geology*, 1: 1-7.
- Spalletti, L., Blasi, A. y Matheos, S., 19486. Estudio composicional de psamitas actuales de la Argentina y su significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4): 356-366.
- Stewart, R.J., 1976. Turbidites of the Aleutian abyssal plain; mineralogy, provenance and constraint for the Cenozoic motion of the Pacific plate. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87: 793-808.
- Suczek, D.A. e Ingersoll, R.V., 1985. Petrography and provenance of Cenozoic sand from the Indus Cone and the Arabian basin. DSDP Sites 221, 222 y 224. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 340-346.
- Swift, D.J.P., 1974. Continental Shelf Sedimentation. En: Burk & Drake Editors. *The Geology of Continental Margin*. Springer-Verlag: 1009 p. New York.
- Teruggi, M.E., 1982. *Diccionario Sedimentológico*. Ediciones Científicas Argentinas Librart, 1:1-103. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., Chaar, E., Remiro, J.R. y Limousin, T.A., 1959. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre cabo San Antonio y Bahía Blanca. *Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas*; serie 2(77): 1-37 La Plata.
- Teruggi, M.E., Etchichury, M.C. y Remiro, J.R., 1964. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro. *Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas*; serie 2 (81): 1-38. La Plata.
- Valloni, R., 1985. Reading provenance from Modern Marine Sand. En: Zuffa, G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites*. D. Reidel Publications Co.: 309-332.
- Valloni, R. y Maynard, J.B., 1981. Detrital modes of recent deep-sea sand and their relation to tectonic setting: a first approximation. *Sedimentology*, 28: 75-83.
- Valloni, R. y Mezzardi, G., 1984. Compositional suites of terrigenous deep-sea sand of the present continental margin. *Sedimentology*, 31: 353-364.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.
- Williams, H., Turner, F.J. y Gilbert, CH. M., 1954. *Petrography*. Editor W.H. Freeman and Co: 406 p. San Francisco.
- Yerino, L.N. y Maynard, J.B., 1984. Petrography of modern marine sand from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. *Sedimentology*, 31: 83-89.
- Zyryanov, U.N. y Severov, D.N., 1979. Water circulation in the Falkland-Patagonia region and its seasonal variation. *Oceanology*, 19(5): 518-522.

Recibido: 25 de junio, 1990

Aceptado: 22 de julio, 1992

Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos, tramo Comodoro Rivadavia - Trelew

Carlos BELTRAMONE¹ y Carlos M. MEISTER²

(1) Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Avda. Vélez Sársfield 299. 5000 Córdoba, Argentina.

(2) Centro Nacional Patagónico. Casilla de Correo 165. 9120 Puerto Madryn, Argentina

ABSTRACT. *Palaeocurrents of the Rodados Patagónicos between Comodoro Rivadavia and Trelew.* Psephites of the Rodados Patagónicos (Pleistocene) were studied in eastern Chubut Province to determine the system of palaeocurrents and the provenance. The study was based in 3000 measurements from 30 stations. The results show that the main palaeocurrent directions were from west to east and from southwest to northeast with three areas of major current stability, Pampa del Castillo, Malespina and Montemayor. The current directions in these areas are 083°, 018° and 006°, respectively. It is suggested that the Pampa del Castillo region corresponds to a primary sedimentation level, related to a system of sinuous channels, whose western limit or provenance appears to have been the San Bernardo Mountain system. The Malespina and Montemayor levels are the result of recycling of psamites from lower levels.

Introducción

El objetivo del presente trabajo es determinar las principales direcciones de paleocorrientes que dispersaron las gravas arenosas, conocidas en la literatura geológica como "Rodados Patagónicos" o "Rodados Tehuelches" e intentar contribuir al conocimiento de su génesis.

La comarca se encuentra ubicada en el sector oriental de la provincia de Chubut, en la región de mesetas comprendidas entre la localidad de Comodoro Rivadavia y el valle del río Chubut (Fig. 1).

Las direcciones de paleocorrientes fueron volcadas sobre un mapa a escala 1:250.000 y representadas gráficamente mediante rosetas de dirección de buzamiento.

La aplicación de estas técnicas de interpretación de paleocorrientes ha sido expuesta en los trabajos de Cailleux (1938), Krumbein (1940), Schlee (1963), destacándose en nuestro país los trabajos de Andreis (1966), Bossi *et al.* (1975), Cortelezzi *et al.* (1963), Spalletti y Mazoni (1972), Spalletti (1980), Teruggi (1964).

Metodología

Consistió en la medición de la dirección e inclinación del eje mayor de los clastos (guijarros y guijones), considerando lo ya expuesto por Krumbein (1940) en el sentido de que "los ejes mayores de los clastos elongados yacen generalmente con orientación para-

lela a la dirección de la corriente, y buzan en dirección contraria a la misma", demostrado esto por Johnston (1922), Krumbein (1940) y Schlee (1957).

Las mediciones han sido realizadas en gujarros y guijones elongados, clase IV de Zing (1935), en cada estación se efectuaron 100 mediciones, número suficientemente representativo para el análisis estadístico (Krumbein 1940). Los datos fueron procesados en una computadora Digital VAX 11/780, utilizando el programa GEO II (Marín 1986).

Estadísticamente, salvo la declinación magnética (+8°), no se efectuaron correcciones por considerar que las gravas se encuentran en su posición primaria de depositación.

Resultados

De acuerdo a los resultados obtenidos se puede apreciar que los flujos que depositaron a esta formación han actuado en más de una dirección, logrando determinar un sentido predominante regional suroeste-noreste y otro subordinado sureste-noroeste, de los cuales un 70% de las estaciones tiene su extremo direccional en el cuadrante noreste, un 25% en el cuadrante noroeste y un 5% en el sureste, diferenciándose tres ambientes paleogeográficos diferentes (Fig. 1).

En la región Pampa del Castillo los diagramas de petrofábrica (Fig. 2) nos indican una distribución periférica de simetría monoclinica, salvo en la estación N° 14, la cual presenta dos máximos de distribu-

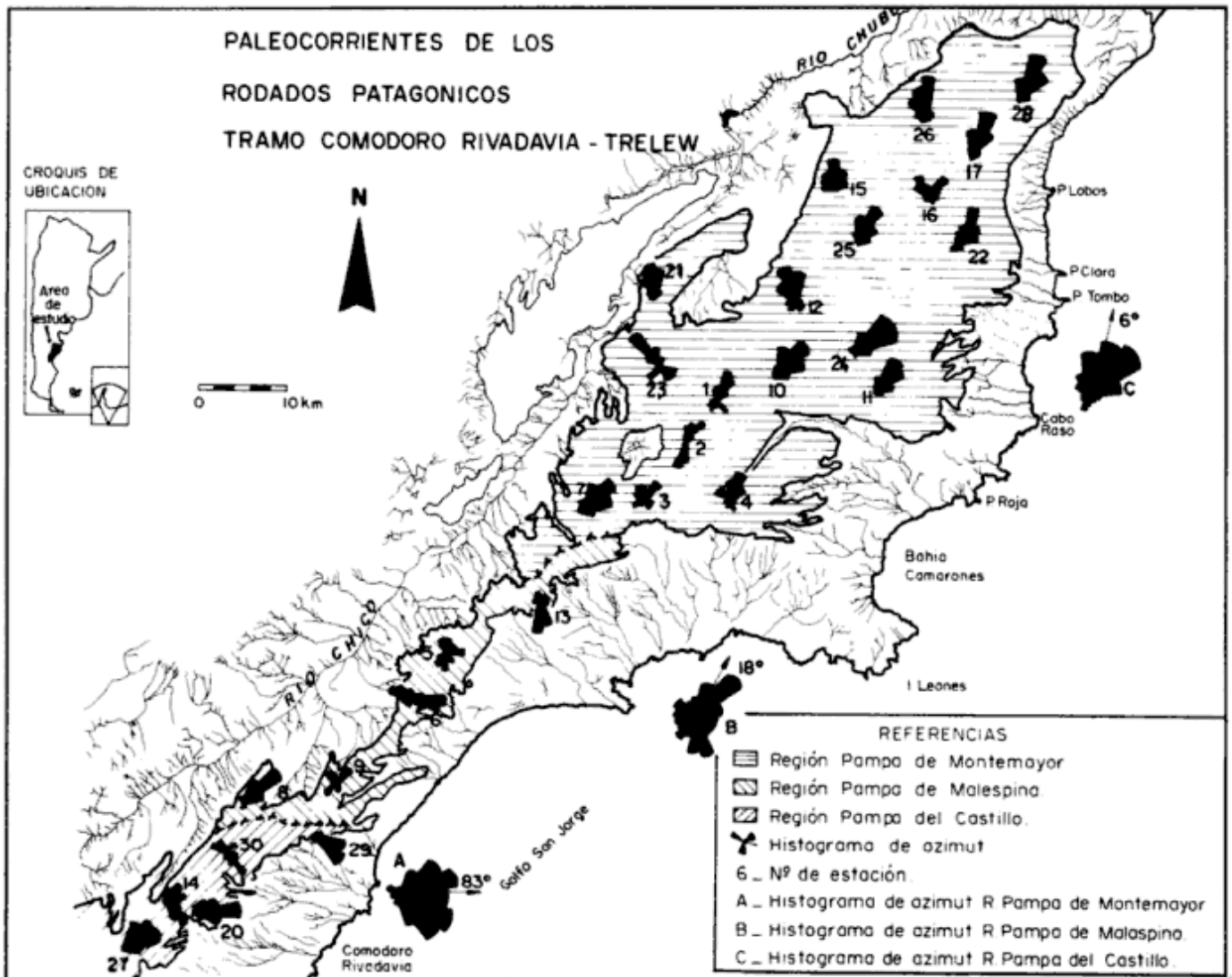


Figura 1: Mapa de ubicación y de paleocorrientes de la región estudiada

ción periférica. Los histogramas circulares de azimut muestran una distribución de frecuencia unimodal sobre los bimodales transversales. La resultante regional (Fig. 3) indica una dirección de corriente media, representada en histogramas con intervalos de 10°, de 83°, una moda de 70°, con un intervalo de confianza de 17°, los valores de buzamiento varían entre 5° y 45°, dando una media de 22°.

Para la región de Pampa de Malespina, los diagramas de petrofábrica señalan una distribución periférica de simetría monoclinica con máximos que indican una dirección de corriente suroeste-noreste, salvo en la estación N°9, la cual muestra una distribución bipolar con máximos en el cuadrante suroeste y noroeste (Fig. 4). Regionalmente (Fig. 5), el sentido de la corriente está dado por una dirección media de 17° con una moda de 40° y un intervalo de confianza de 20°, los valores de buzamiento dan una media de 16°, con una desviación estandar de 10°.

En la región de Pampa de Montemayor se mantiene la disposición periférica de distribución monoclinica como en el caso anterior, teniendo su extremo direccional en el cuadrante noreste, salvo las estaciones 28, 12, 3 y 1, que dan un sentido de corriente de dirección sureste a noroeste y noroeste a sureste (Figs. 6, 7 y 8). La distribución de frecuencias muestra histogramas azimutales de distribución unimodal. La resultante regional (Fig. 9) da una media de 4°, con una moda de 40° y un intervalo de confianza de 29°, los valores de buzamiento varían entre 5° y 55°, con una media de 14°.

Del análisis del histograma de buzamiento general del área (Fig. 10), surge que el 75% de las mediciones corresponden a valores entre 10° y 25°, siendo muy raros los que sobrepasan los 39°. El promedio de inclinación es de 20°, coincidente con los valores establecidos por Cailleux (1945) para gravas fluviales.

Discusión y evaluación de los resultados

Los resultados obtenidos, según puede apreciarse en las Figs. 2, 4 y 8 y en el mapa de paleocorrientes, nos indican que las corrientes que depositaron a las

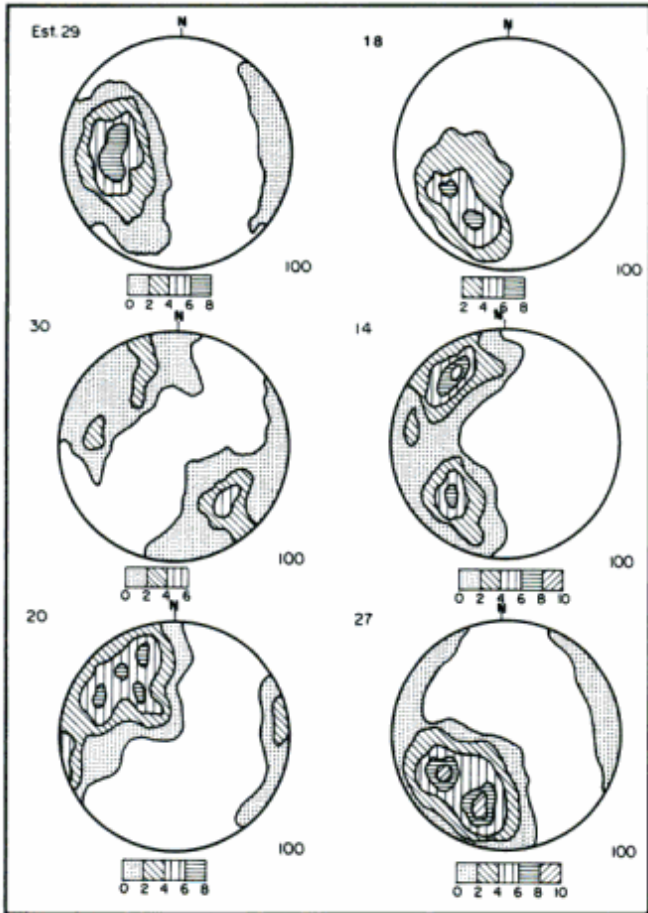


Figura 2: Diagramas de petrofábrica correspondiente a la región Pampa del Castillo (1-2 Número de estaciones. 100 Número de medidas por estación)

psefitas, fluyeron en más de una dirección predominante, lo que permitió reconocer y delimitar zonas de mayor estabilidad en las corrientes de flujo, expresadas por las tres resultantes regionales obtenidas.

A la región Pampa del Castillo se la interpreta en sentido geológico-geomorfológico como un nivel primario de agradación fluvial, en donde las corrientes de flujo han sido aproximadamente de oeste a este (70°), Spalletti *et al.* (1986), consideran que los aportes del material psefítico se deben a zonas de arco magmático disectado y bloque continental.

La situación del área de aporte ubicada hacia el oeste y suroeste, confirmada por los datos de paleocorrientes, el tamaño de los clastos similares a los observados en zonas marginales a la cordillera, la escasez de elementos pertenecientes al ambiente cordillerano y la imposibilidad de reconstruir un "peneplain" de dimensiones gigantescas tal lo propuesto por Windhausen (1942) nos lleva a pensar en la necesidad de una fuente de aporte de sedimentos más próxima que el cordillerano, por lo cual se considera que la provincia distributiva principal estaría delimitada hacia el oeste por los cordones montañosos que componen la Sierra de San Bernardo, que oficiaría de barrera continua no permitiendo el paso de los sedimentos desde el área cordillerana. Por lo tanto puede aceptarse la existencia en regiones aledañas positivas en cuya constitución participasen rocas volcánicas similares a las psefitas en cuestión, cuya procedencia estaría vinculada principalmente a los miembros conglomerádicos del Chubutense y Santacruense. La estratificación grosera y su imbricación indican un ambiente de deposición de alta energía en facies de pie de monte distales, donde predomina un paleodrenaje asociado a ríos moderadamente sinuosos y paleopendientes suaves.

En las regiones de Malespina y Montemayor se

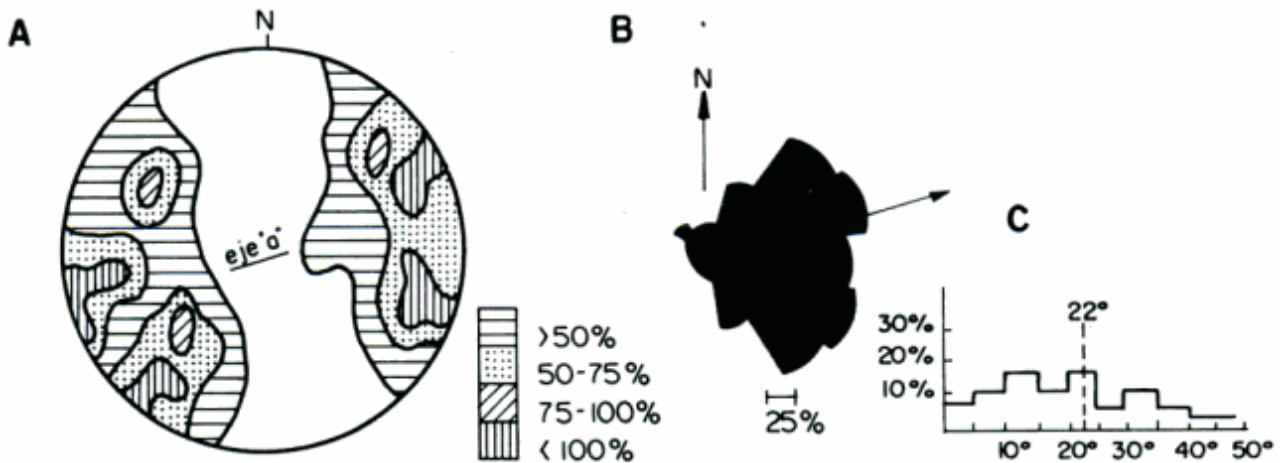


Figura 3: Petrofábrica de la región Pampa del Castillo. A: Diagrama de petrofábrica. B: Roseta de dirección azimuthal. C: Histograma de inclinación.

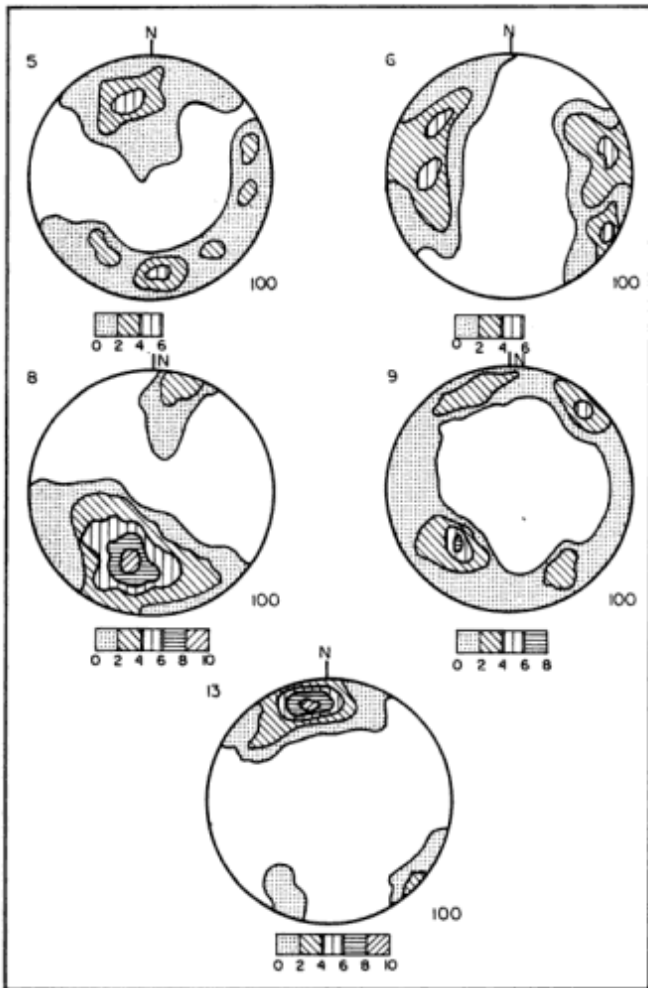


Figura 4: Diagramas de petrofábricas correspondientes a la región Pampa de Malespina. (1-2 Números de estaciones. 100 Número de medidas por estación)

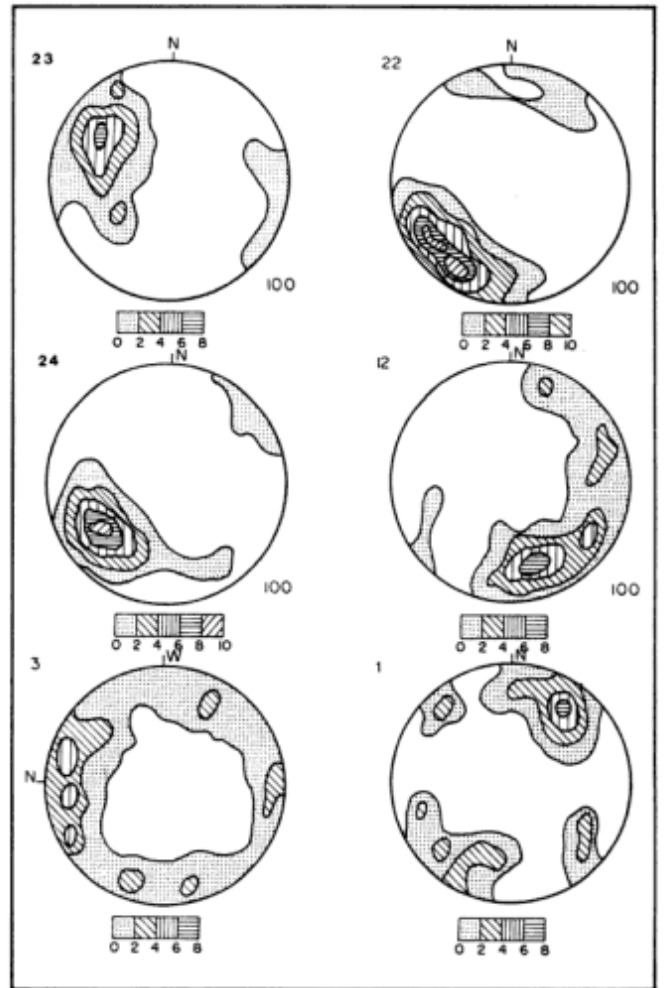


Figura 6: Diagramas de petrofábricas correspondientes a la Región Pampa de Montemayor. (1-2 Números de estaciones. 100 Número de medidas por estación)

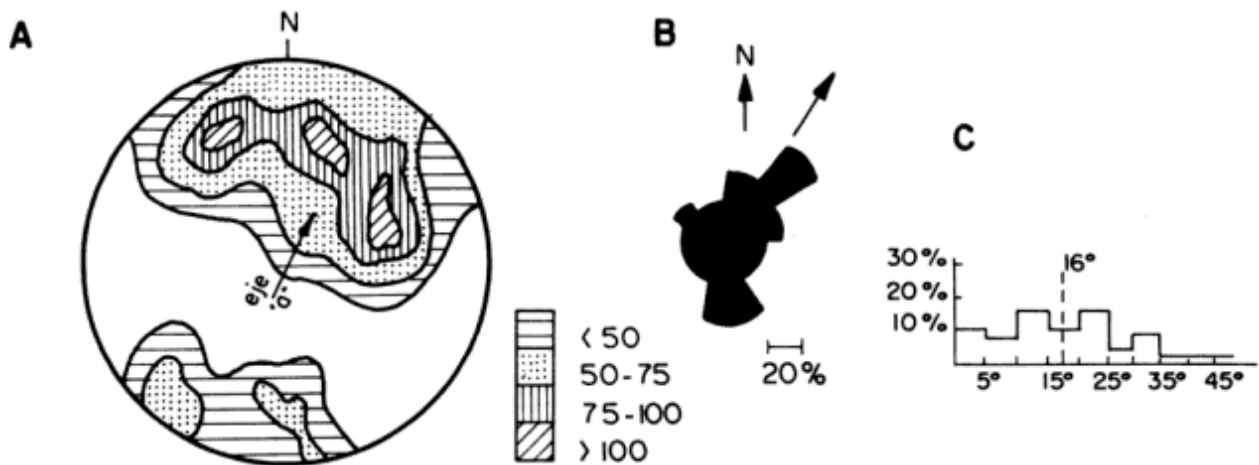


Figura 5: Petrofábrica Región Pampa de Malespina. A: Diagramas de petrofábrica. B: Roseta de dirección azimutal. C: Histograma de inclinación.

observa una mayor dispersión en la dirección de flujo y un cambio en las resultantes regionales con respecto a la del Castillo.

La región Malespina, con una dirección de corriente media de 18° presenta un aporte principal del sur debido al reciclaje de la región Pampa del Castillo, la paleopendiente regional es suave, evidenciado por la poca variación textural de las psefitas y en términos generales coincidentes con los valores de paleocorrientes obtenidos.

La región de Montemayor, correspondiente al nivel más bajo, ubicado entre los 500 y 250 m s.n.m. mantiene como en el caso anterior un suave declive hacia el noreste salvo en aquellos sectores en que por efecto de una concentración en las direcciones de flujo ha habido una mayor acumulación.

La resultante regional de las direcciones de flujo (8°) es coincidente como en el caso anterior con la paleopendiente regional. Esta resultante se obtiene del estudio de 20 estaciones, de cuyo análisis indivi-

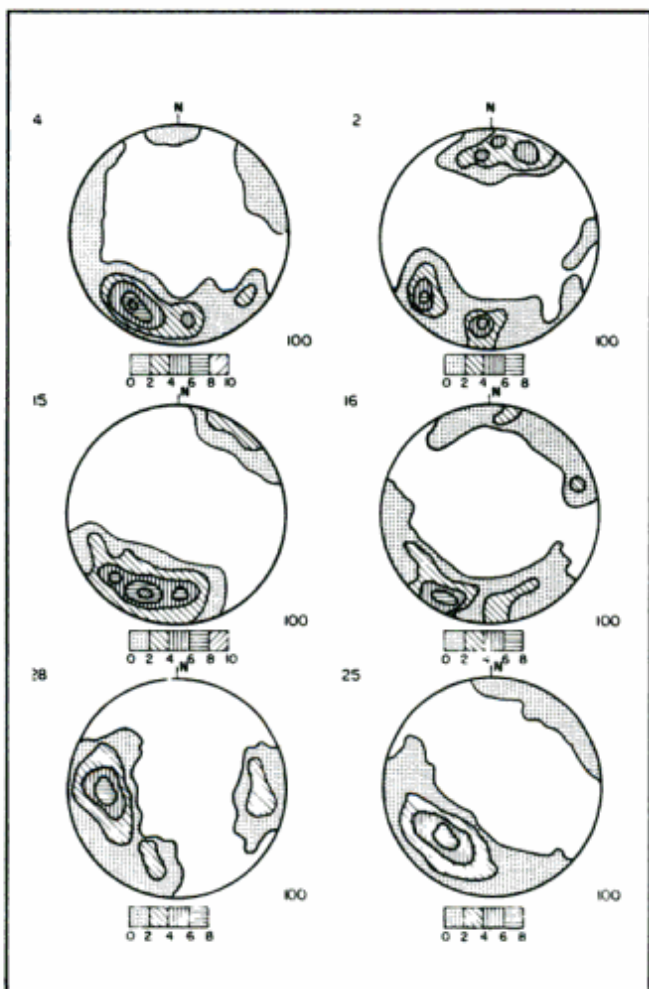


Figura 7: Diagramas de petrofábricas correspondiente a la Región Pampa de Montemayor (1 Números de estaciones. 100 Número de medidas por estación)

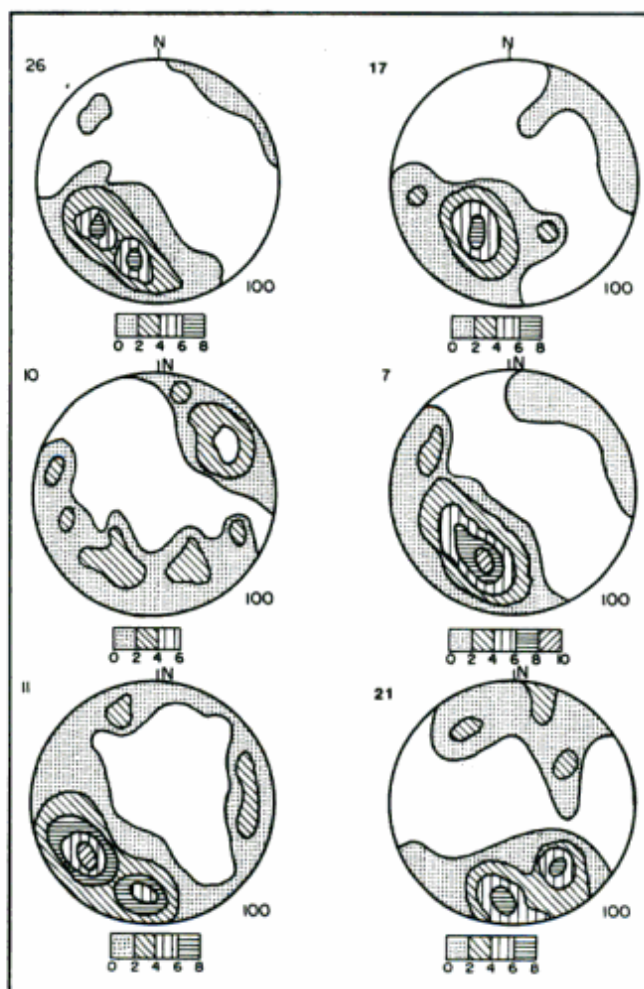


Figura 8: Diagramas de petrofábricas correspondiente a la Región Pampa de Montemayor (1-2 Números de estaciones. 100 Número de medidas por estación)

dual surge que han actuado dos direcciones predominantes: una del sudoeste a noreste como principal y otra secundaria sudeste a noroeste con aportes mínimos.

Al igual que en los casos anteriores, tomando en cuenta el valor de buzamiento de los clastos, surge que el factor preponderante de dispersión y sedimentación de las psefitas ha sido el medio ácuo, principalmente el fluvial, con una mayor participación de los procesos de pedimentación y remoción en masa.

Conclusiones

El medio dispersante es el ácuo (fluvial) de alta energía, con variaciones del sistema de flujo durante el ciclo de sedimentación.

Se considera a la región Pampa del Castillo como el nivel primario de sedimentación.

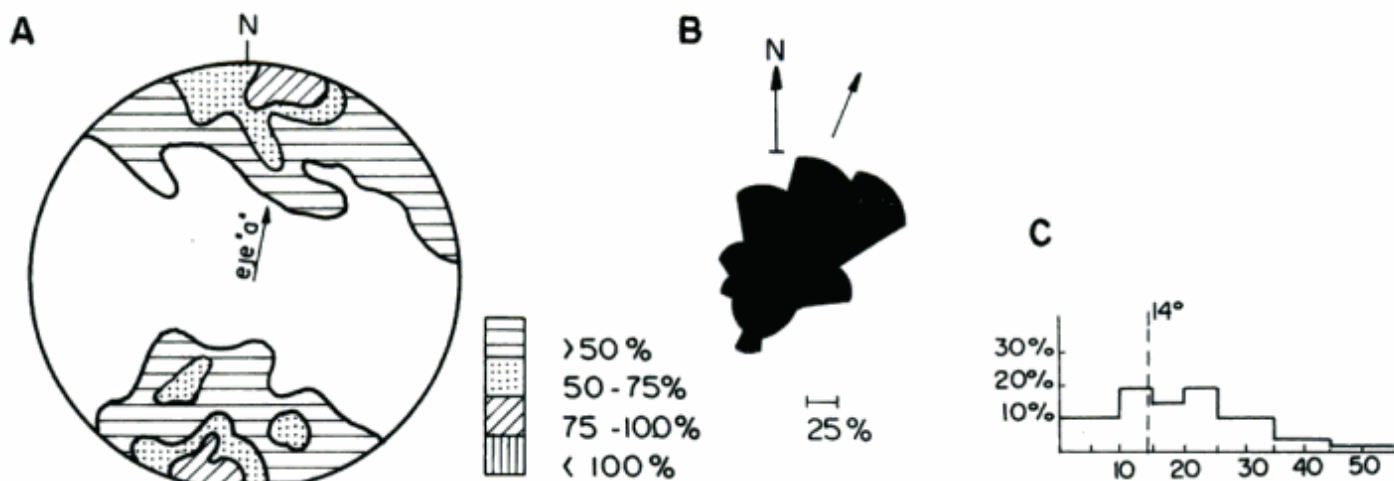


Figura 9: Petrofábrica Región Pampa de Montemayor. A: Diagrama de petrofábrica. B: Roseta de dirección azimutal. C: Histogramas de inclinación.

Las psefitas de los niveles Malespina y Montemayor surgen principalmente del reciclaje de las psefitas del nivel anterior y el aporte del material clástico proveniente de los sedimentos cretácicos y terciarios.

La sedimentación de las psefitas ha ocurrido en un ambiente tectónico tranquilo y en paleorrelieves muy suavizados.

Finalmente, se considera que con las observaciones realizadas no se puede abrir juicio definitivo sobre la reconstrucción paleogeográfica, dada la necesidad de contar con datos en los distintos niveles que nos permiten una interpretación regional de las psamitas en cuestión.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a L. A. Spalletti, quien revisó críticamente la versión preliminar del manuscrito; no obstante, las incorrecciones que pudieran existir, son responsabilidad única de los autores.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. R., 1966. Petrografía y Paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista del Museo de La Plata, N. S. Geología*, 36: 245-310.
- Bossi, G. E., Villanueva A., Godeas, M., Jousal, M. I., Lutz, M. A. y Monteros, C., 1975. Análisis estadístico de imbricaciones en la Formación Quebrada de Barro, Marayes, Prov. de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 6(1-2): 23-54.
- Cailleux, A., 1938. La disposition individuelle des galets dans les formations detritiques. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.* 11: 171-196.
- Cailleux, A., 1945. Distinction des galets marins et fluviaux. *Bulletin de la Société Géologique de France, Ser. 5*, 15: 375-404.
- Cortezzzi, C. R., De Francesco, F. y De Salvo, O., 1968. Estudios de las gravas Tehuelches en la región comprendida entre río Co-

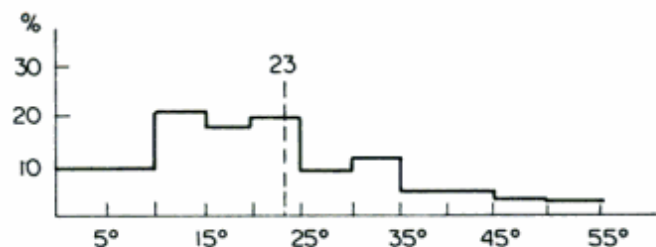


Figura 10: Histogramas de inclinaciones del área total.

- lorado y el río Negro, desde la costa atlántica hasta la cordillera. 3º Jornadas de Geología Argentina, 3: 123-145.
- Johnston, W. A., 1922. Imbricated structure in river gravels. *American Journal of Sciences*, 5 (4): 387-390.
- Krumbein, W. C., 1939. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *Journal of Geology*, 44: 673-707.
- Krumbein, W. C., 1940. Flood gravel of San Gabriel canyon. *Bulletin Geological Society of America*, 51: 636-676.
- Marin, M. R., 1986. Programa GEO. II. Centro Nacional Patagónico, Puerto Madryn, 4 p. (inédito).
- Schelle, J., 1963. Early Pennsylvanian currents in the southern Appalachian Mountains. *Bulletin Geological Society of America*, 74: 1439-1452.
- Sapalletti, L. A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asociación Geológica Argentina Serie B, Didáctica y Complementaria* 8: 44-55.
- Spalletti, L. A., Blasi, A. y Matheos, S., 1986. Estudio composicional de las psefitas actuales de la Argentina y su significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 356-366.
- Spalletti, L. A. y Mazzoni, M. M., 1972. Paleocorriente del Miembro Medio de la Formación Yacimiento Los Reyunos, Sierra Pintada, Prov. de Mendoza, Rep. Arg. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía y Sedimentología* 4(1-2): 77-90.
- Teruggi, M. E., 1964. Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la serie de la Tinta. Prov. de Buenos Aires. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 5: 1-27.
- Windhausen, A., 1924. Líneas generales sobre la constitución geológica de la región situada al oeste del golfo de San Jorge. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 27: 167-320.
- Zingg, T., 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineral. Petrog. Mitt. Bd.* 15: 39-140.

Recibido: 8 de mayo, 1990

Aceptado: 22 de julio, 1992

El complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba

Diana I. MUTTI

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

ABSTRACT. *The gabbro-peridotite complex of Bosque Alegre, Córdoba Province.* The gabbro-peridotite complex of Bosque Alegre crops out in a NNW-SSE trending belt 2 km long and 0.8 km wide, located 20 km SE of Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. It was emplaced concordantly with rocks of the Precambrian crystalline basement which are dominantly of amphibolite facies. The ultramafic-mafic rocks formed a folded differentiated igneous complex with peridotites at the base followed by pyroxenites, hornblendites and gabbros at the top. They are intensely serpentinized and unalitized and probably represent part of the roof zone of an old island arc and/or back arc system. Folding was syntectonic with the regional metamorphism and occurred during four tectonic phases (D1 = 328° to 330°, D2 = 10° to 30°, D3 = 42° to 63° and D4 = 80° to 90°), accompanied by intense serpentinization of the ultramafic rocks and amphibolitization of the gabbroic rocks.

Introducción

El complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre pertenece a la corrida oriental de las fajas aflorantes de rocas alpinas ultramáficas-máficas de la Provincia de Córdoba (Villar 1985) y cubre una superficie de aproximadamente 2 km². Está ubicado en la unidad morfoestructural de Sierras Pampeanas, en el flanco occidental de la Sierra Chica de Córdoba, distrito de Bosque Alegre, aproximadamente a unos 20 km al SO de la localidad de Villa Carlos Paz (Fig. 1). Entre los trabajos publicados referidos a la comarca de estudio se puede citar el de Díaz y Andrade (1973) que se orienta al estudio de la cantera Santa Rosa y el de Kull y Methol (1979) de carácter regional.

Geología del área

Los cuerpos ultrabásicos-básicos estudiados se alojan en concordancia con rocas metamórficas (esquistos, gneises, rocas de inyección, anfibolitas, mármoles y metadolomías) de rumbo regional N-S a NNO-SSE atribuibles a la facies de anfibolita y de probable edad Precámbrica (Gordillo y Lencinas 1979). Constituyen una faja meridiana de 0,8 km de ancho medio y 2 km de longitud en cuyo entorno las metamorfitas desarrollan una actitud envolvente. El conjunto ígneo metamórfico está afectado por numerosos filones y diques pegmatíticos a aplíticos de composición granítica a tonalítica relacionables con los ciclos intrusivos que

actuaron en las Sierras de Córdoba desde el límite Precámbrico-Paleozoico inferior hasta el Paleozoico medio (Rinaldi y Linares 1973). La cubierta cuartárica se restringe a valles transversales y longitudinales mayores y a algunas depresiones menores del relieve y está integrada por materiales gruesos y sedimentos aluviales areno-arcillosos.

A continuación se caracterizan las principales variedades litológicas que integran el complejo ígneo metamórfico de Bosque Alegre:

Esquistos-gneises y rocas de inyección

Se presentan como rocas de caja de la asociación mármol-roca ultramáfica-máfica con contactos predominantemente netos (Fig. 2) y también a modo de bancos entre las rocas carbonáticas con potencias variables de 1 m a 15 m y longitudes aflorantes de hasta 200 m. El contacto entre los esquistos, gneises y las rocas ultrabásicas-básicas se resuelve mediante fracturas y a través de una fina faja de anfibolita esquistosa de escasos centímetros de espesor.

Son rocas de grano fino o grueso que muestran un pasaje transicional entre la estructura gnéisica y esquistosa y presentan localmente estructuras cataclásticas, de movilización y/o inyección magmática. Sus componentes principales son: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y granate, cuyas relaciones texturales particulares dan lugar a tres importantes variedades litológicas: gneises tonalíticos con biotita y granate, esquistos biotíticos cuarzosos y gneises y esquistos inyectados. Las dos primeras

variedades corresponden a la facies de anfibolita del metamorfismo regional y en la restante se incluyen algunas rocas cuyas paragénesis se pueden atribuir a la facies de las corneanas piroxénicas.

Mármoles y metadolomías

Se encuentran como bancos y cuerpos lenticulares de contornos irregulares y constituyen generalmente la roca de caja de los cuerpos ultrabásicos (Fig. 2). Las dimensiones de los cuerpos son muy variables, gradando desde pequeñas guías a bancos y lentes de 2 m hasta 150 m de espesor y desde 5 m hasta más de 300 m de longitud aflorante. Los contactos con las ultrabasitas y basitas son netos pero en ciertos sectores se observa un pasaje transicional entre ambas litologías caracterizado por oficalcitas.

Las rocas carbonáticas son de textura granoblástica fina a gruesa y con frecuencia presentan una estructura bandeada debido a la alternancia de bandas de

diferente coloración, que varían desde 1 cm hasta 1 m de potencia. Esta estructura es más marcada en zonas de plegamiento apretado, fracturas o en los contactos con otras litologías. Están compuestas por calcita y dolomita como minerales principales junto a olivina, tremolita-actinolita, diópsido, serpentina, flogopita, pennina, granate, circón, titanita, zoicita, epidoto y apatita como minerales accesorios. Estos últimos componentes se hallan en porcentajes y relaciones texturales variables definiendo paragénesis que caracterizan a seis tipos de mármoles en función de sus coloraciones: mármol blanco de grano grueso, mármol blanco de grano mediano a fino, mármol gris, mármol verde, mármol verde amarillento y mármol pardo rojizo.

Anfibolitas

Están intercaladas en los esquistos, gneises y mármoles como bancos y lentes con contactos difusos y sus

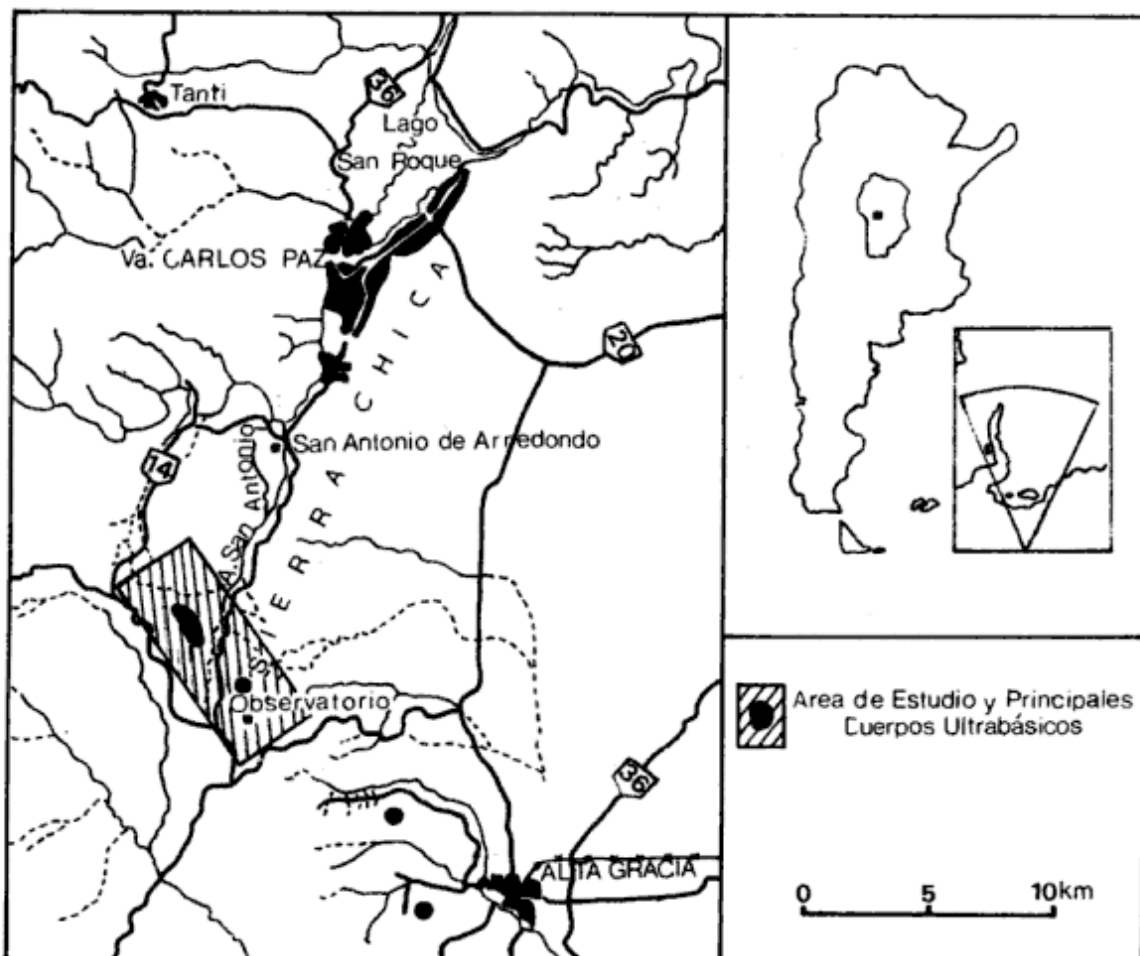


Figura 1: Mapa de ubicación

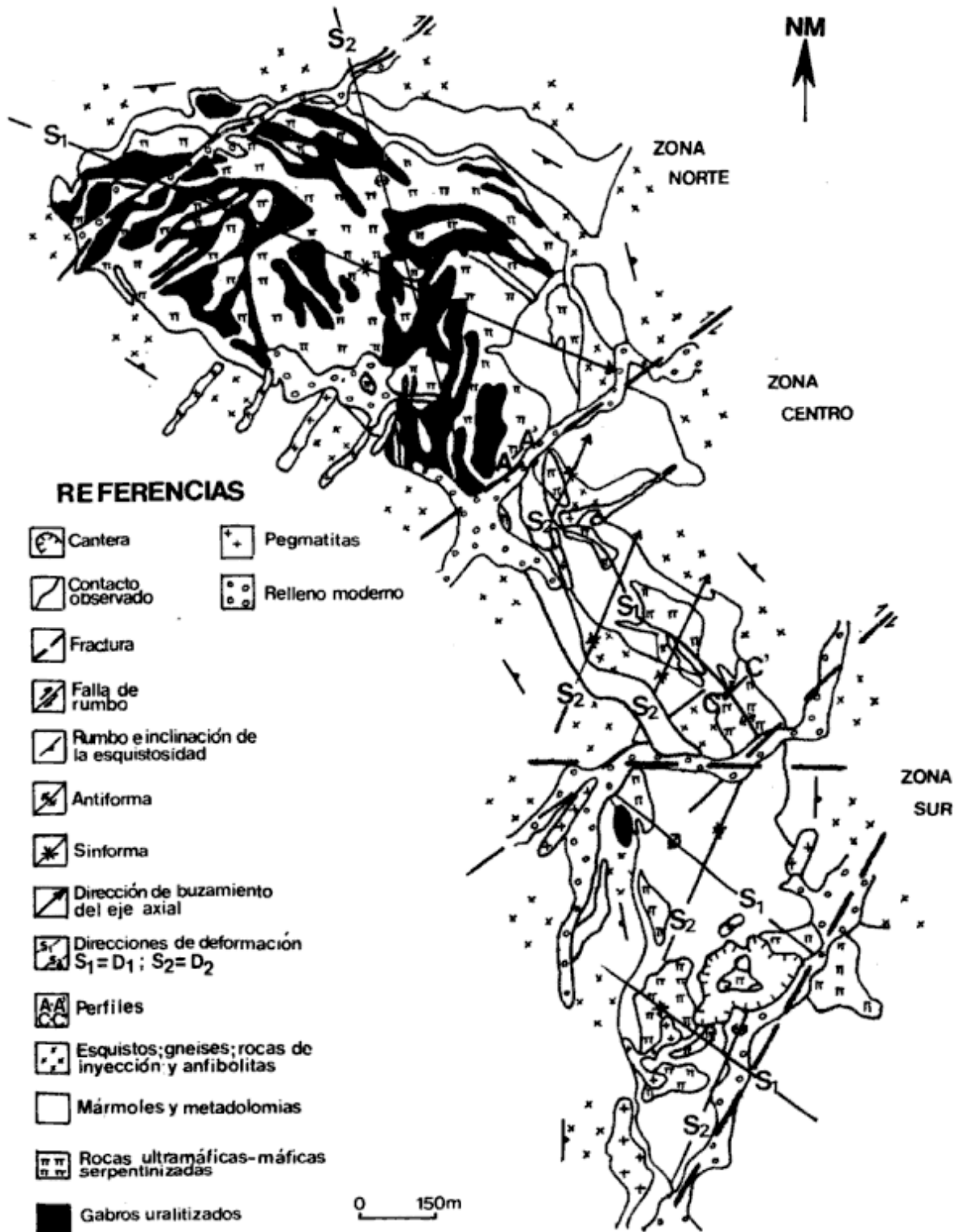


Figura 2: Mapa geológico del Complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre, Córdoba.

dimensiones varían desde 0,5 m hasta 20 m de espesor siendo sus longitudes aflorantes entre escasos metros y media docena de metros (Fig. 2). Es frecuente observar en los mármoles, esquistos y gneises plegados pequeños cuerpos de anfibolita con contactos transicionales que forman nidos y lentes en los núcleos y crestas de los pliegues.

Las anfibolitas son rocas con textura granoblástica (fina a mediana) a nematoblástica y en ocasiones presentan foliación y venillas de cuarzo de inyección dispuestas en concordancia con la esquistosidad. Están integradas por hornblenda, plagioclasa (andesina-labradorita) junto a porcentajes menores de piroxeno (augita diopsídica), tremolita-actinolita, clinozoicita, apatita, titanita, circón, biotita, cuarzo, carbonatos, magnetita, ilmenita y hematita, minerales que muestran marcados signos de deformación y alteración.

Rocas ultramáficas y máficas asociadas

Estas rocas afloran formando numerosos cuerpos de formas y dimensiones variables constituyendo una faja concordante con las metamorfitas adyacentes y con la dirección de deformación por plegamiento D1 (328° a 330°); muestran una ligera variación en su rumbo desde N-S en el extremo sur a NNO-SSE en su extremo norte que se atribuye al efecto de la deformación por plegamiento D2 (10° a 30°) sobre la fase D1 y a un juego de fracturas transcurrentes de rumbo N 50° E que cortan la faja dividiéndola en tres zonas: norte, centro, sur (Fig. 2).

Los cuerpos ultramáficos-máficos son lenticulares ovoides, irregulares y a veces tabulares. Estas formas resultan de la sobreimposición de al menos cuatro fases del plegamiento (D1, D2, D3 y D4) y corresponden originalmente a cuerpos mayores desgajados en numerosos cuerpos menores, que se hallan en los núcleos de las estructuras plegadas ocupando las rocas contiguas más plásticas (rocas carbonáticas) los espacios intermedios en un proceso deformativo asimilable a boudinage.

Como se indica en la Tabla 1 los cuerpos ultramáficos-máficos aflorantes a lo largo de la faja se agruparon para su caracterización en tres zonas: norte, centro y sur, las que están limitadas entre sí por fallas de rumbo N 50° E que definen una estructura de bloques. Debido al plegamiento, fallamiento y nivel de erosión actualmente alcanzado las tres zonas responden a diferentes niveles ígneos primarios; correspondiendo la zona norte al nivel superior de emplazamiento de los cuerpos, la zona centro al nivel inferior y la zona sur al nivel intermedio. Las rocas que afloran en estas zonas comprenden seis variedades litológicas, cuatro

de las cuales son de origen ígneo (peridotitas, piroxenitas, hornblenditas y gabros) y las restantes (serpentinitas y oficalcitas) se atribuyen a los procesos de metamorfismo regional e hidrotermalismo respectivamente (Mutti 1990a). Las variedades ígneas se encuentran formando cuerpos aislados de formas irregulares, como diques de poca potencia e integrando parte de cuerpos diferenciados y plegados que evidencian un pasaje transicional entre las variedades litológicas intervinientes. Las características texturales de las rocas ígneas, ultramáficas-máficas se sintetizaron en la Tabla 1, no obstante ello cabe destacar la presencia de mallas cumulares constituidas por olivina dominante ocupando el núcleo de los cumulos con piroxenos y anfíboles intercumulares; cumulos isoorientados y dispuestos con sus ejes mayores paralelos a los contactos de los cuerpos y/o planos axiales; olivinas isoorientadas con sus ejes "c" dispuestos paralelos al rumbo de los planos axiales de los cuerpos plegados; piroxenos intercrecidos con textura harricítica y signos de deformación en todos los minerales a excepción de la olivina cumular en las harzburgitas de la zona centro.

Uno de los rasgos sobresalientes del Complejo de Bosque Alegre es la presencia en su estructura interna de secuencias ígneas diferenciadas y plegadas. A continuación se sintetizan los rasgos que han sido observados en dos secuencias tipo: peridotita-gabro y ortopiroxenita-harzburgita.

a. Perfil A-A' (peridotita-gabro)

La secuencia peridotita-gabro se observó en la zona norte del área de Bosque Alegre asociada a una sinforma con una dirección del eje de plegamiento N 70° O que buza 10° al SE y una inclinación del plano axial de 85° al NNE (fase D1; Figs. 2 y 3).

La secuencia litológica que define el pasaje entre la peridotita de la periferia y el melanogabro que ocupa el núcleo de la estructura está representada por sucesivas bandas o estratos paralelos, alternantes y concordantes con la estructura del plegamiento de piroxenitas y hornblenditas que muestran un pasaje transicional entre sí. Las asociaciones mineralógicas que definen las variedades litológicas citadas y sus respectivas relaciones texturales se sintetizan en la Tabla 1. No obstante debe destacarse que la banda de websterita tiene un bandeamiento composicional críptico con límites transicionales constituido por una alternancia periódica de websterita olivínica, websterita y piroxenita hornbléndica desde el contacto con la piroxenita hasta el contacto con la hornblendita piroxénica y que los anfíboles que integran la hornblendita están isoorientados pero se disponen en dis-

cordancia respecto del bandeamiento o foliación general de la secuencia.

Las relaciones halladas en el perfil indican que la olivina y el ortopiroxeno muestran una progresiva variación en la proporción de la relación Mg/Fe desde los términos peridotíticos hasta los hornblendíticos, con ambos minerales ausentes en el gabro; que la olivina varía desde $Fo_{88\%-90\%}$ hasta $Fo_{69\%-70\%}$ y el ortopiroxeno desde $En_{87\%-90\%}$ hasta $En_{72\%-80\%}$ en la peridotita y hornblendita respectivamente, variaciones composicionales acompañadas por un progresivo aumento en la proporción de minerales hidroxilados hasta el extremo gábrico de la serie junto a un aumento progresivo en la proporción de dióxido nor-

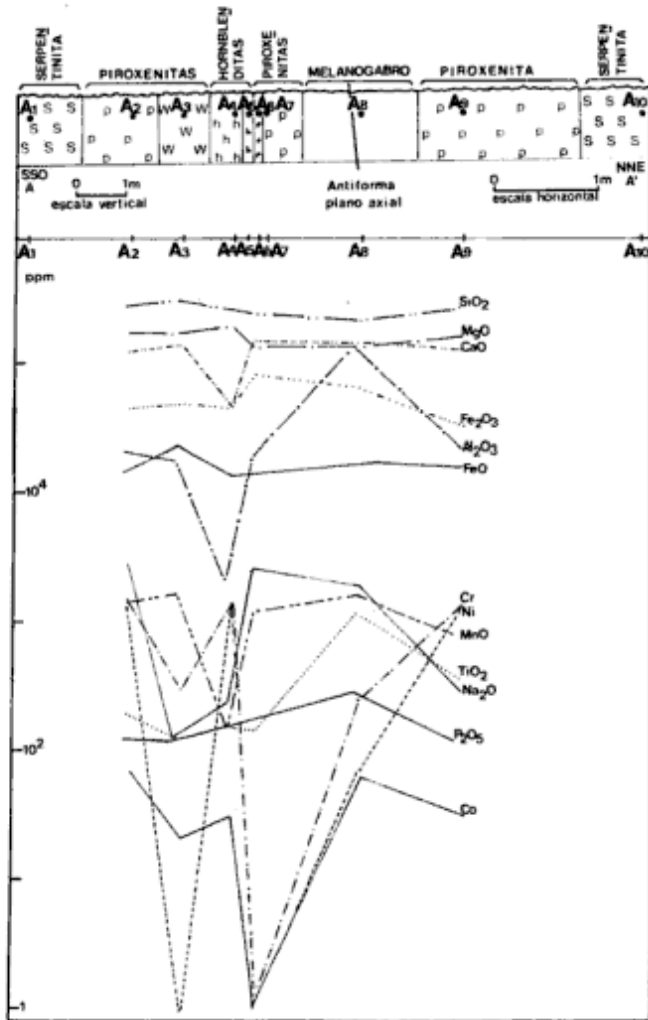


Figura 3: Perfil geológico y geoquímico A-A', en la dirección N 10°E, representativo de la secuencia plegada serpentinita-gabro. A10 y A1= serpentinitas; A2, A7 y A9= piroxenitas olivínicas hornblendicas; A3= websterita; A4= hornblendita piroxénica; A5= hornblendita olivínica piroxénica; A6= piroxenita hornblendica; A8= melanogabro. El pasaje entre las distintas litologías es transicional y debido a la similitud en los valores K_2O y Na_2O sólo se graficaron los valores correspondientes al último de estos óxidos.

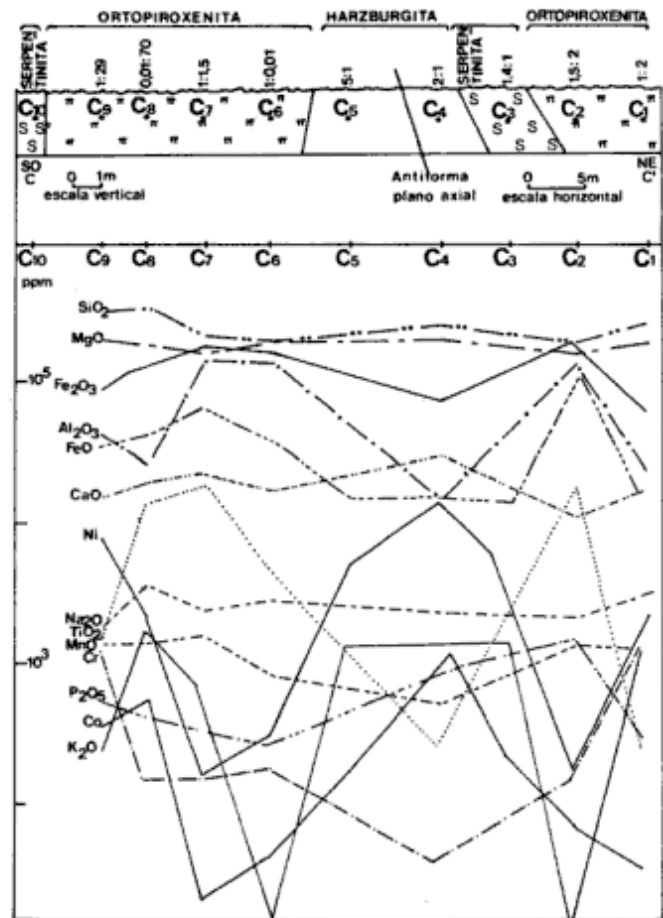


Figura 4: Perfil geológico y geoquímico C-C', en la dirección N 50°E, representativo de la secuencia plegada ortopiroxenita-harzburgita. A10 y A1= serpentinitas; A2, A7 y A9= piroxenitas olivínicas serpentinizadas; C7= ortopiroxenita olivínica anfibolitizada, cloritizada y serpentinizada; C8= orpíroxeno olivínica anfibolitizada y serpentinizada; C9= ortopiroxenita olivínica anfibolitizada, serpentinizada y cloritizada; C4 y C5= harzburgitas serpentinizadas. Los contactos entre las litologías son transicionales. Se indica además la relación numérica olivina: ortopiroxeno para las litologías muestreadas.

mativo y modal y a una disminución en la relación de los minerales normativos olivina: enstatita (Tabla 2).

Las variaciones mineralógicas expresadas se reflejan en el diagrama geoquímico para los elementos mayoritarios (Fig. 3) en el cual se observa una tendencia en el aumento relativo de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , MnO y una ligera disminución en el contenido de MgO para las rocas gábricas respecto de los términos más ultrabásicos. Debe señalarse que el porcentaje en SiO_2 es relativamente constante e inferior al 48%. Respecto a los elementos mayoritarios (Cr, Ni y Co) sólo se puede mencionar que sus valores son erráticos, aunque ellos muestran una disminución en sus concentraciones hacia el centro del perfil, asociados sus menores tenores a la piroxenita hornblendica.

Zona	Principales grupos de rocas ultramáficas y máficas	Porcentaje relativo en cada zona	Variedad litológica	Paragénesis
N O R T E	Peridotitas	9%	Peridotita piroxénica anfibólica	ol (Fo ₈₈₋₉₀) + orpx (En ₈₇₋₉₀) + dp + anf + mg + ilm + cr
	Piroxenitas	2%	Piroxenita olivínica anfibólica	ol (Fo ₇₀₋₈₈) + orpx (En ₈₅₋₉₂) + dp + onanf + khn + tr + esp
			Websterita olivínica	orpx (En ₆₆₋₇₄ y En ₈₃₋₉₀) + dp + esp + ol (Fo ₆₉₋₈₀)
			Websterita	dp + orpx (En ₆₆₋₉₀) + ol (Fo ₆₉₋₈₀) + esp (#) al (Fo ₆₉₋₈₀) + esp + orpx (En ₇₈₋₉₀) + dp + mg + ilm + py + cp
			Piroxenita hornbléndica	dp + tr + hn + esp
	Hornblenditas	1%	Piroxenita olivínica hornbléndica	ol (Fo ₇₀₋₈₈) + orpx (En ₈₅₋₉₂) + dp + hn + tr + antof
Hornblendita piroxénica			ol(Fo ₆₉₋₇₉) + orpx(En ₇₂₋₈₀) + dp + esp + hn + tr	
Gabros	30%	Hornblendita olivínica piroxénica	ol(Fo ₆₉₋₇₉) + esp + orpx + dp + hn + tr	
		Melanogabro	pl(An ₆₀₋₇₄) + dp + esp + mg + ilm + fac	
Serpentinitas	58%	Gabro uralitizado	pl(An ₅₈₋₆₄) + hn + px + cp + ap + ilm + mg	
		Serpentinita	ol + orpx + anf + cl en + antof antof + tc + ol ol + sp + tc ol + br + sp	
C E N T R O	Peridotitas	10%	Harzburgita	ol(Fo ₈₅₋₉₂) + orpx(En ₈₇₋₉₂) + flo + esp + mg + ilm + cr
			Peridotita piroxénica	ol(Fo ₈₅₋₉₀) + orpx + dp + br + flo + mg
	Piroxenitas	10%	Ortopiroxenita olivínica	orpx(En ₇₅₋₉₀) + ol(Fo ₆₉₋₇₉) + br
			Piroxenita olivínica	dp + hn + ol(Fo ₇₀₋₈₈) + mg + ilm
Serpentinitas	70%	Serpentinita	ol + orpx + anf + cl en + antof antof + tc + ol ol + sp + tc ol + br + sp	
Oficalcitas	10%	Serpentinita carbonatizada	carb + ol + tr + sp + mg	
S U R	Peridotitas	5%	Harzburgita	ol(Fo ₈₇₋₉₂) + orpx(En ₈₅₋₉₂) + esp + mg + cr + tr + br
	Gabros	10%	Gabro uralitizado	pl(An ₅₈₋₆₄) + hn + px + cp + ap + ilm + mg
	Serpentinitas	70%	Serpentinita	ol + orpx + anf + cl en + antof antof + tc + ol ol + sp + tc ol + br + sp
	Oficalcitas	15%	Serpentinita carbonatizada	carb + ol + tr + sp + mg

Tabla 1: Relaciones de campo y características mineralógicas y texturales de los principales grupos de rocas ultramáficas-máficas en el área de Bosque Alegre.

Textura	Estructura	Forma de presentarse
en malla cumular granosa mediana a gruesa	Foliación y lineación de minerales	En cuerpos aislados, lenticulares a irregulares; en el núcleo de cuerpos serpentínticos y en niveles estratigráficos inferiores de cuerpos diferenciados y plegados
en malla cumular granosa mediana en malla cumular granosa mediana a fina cumular harrictica granosa mediana a fina en malla cumular granosa mediana a fina en malla cumular granosa mediana a fina	Foliación y lineación de minerales Foliación y lineación de minerales Foliación y lineación de minerales Foliación y lineación de minerales Foliación y lineación de minerales	En estratos de poco espesor, formando parte de una secuencia diferenciada y plegada según D ₁ entre una peridotita y un melanogabro (perfil A-A'). (#) Aflora en diques alojados en gabro uralitizado con la dirección D ₁
en malla cumular granosa mediana a fina en malla cumular granosa fina a muy fina	Foliación y lineación de minerales Foliación y lineación de minerales	En estratos de poco espesor, formando parte de una secuencia diferenciada y plegada según D ₁ entre una peridotita y un melanogabro (perfil A-A')
granular mediana a fina granoblástica mediana a gruesa	Foliación Masiva a foliada	Ocupando el núcleo (nivel estratigráfico superior) de una secuencia diferenciada y plegada según D ₁ desde una peridotita (perfil A-A'). En cuerpos aislados lenticulares a irregulares y como diques sintectónicos y postectónicos en serpentinita
en malla, formas tabulares y en venas	Foliación y lineación de minerales	En cuerpos lenticulares a irregulares aislados en la periferia de cuerpos peridotíticos y como diques en gabros uralitizados
en malla cumular granosa mediana a fina en malla cumular granosa mediana a fina	Foliación y lineación de minerales Foliación y lineación de minerales	Ocupando el núcleo de cuerpos con estructura catafilar concéntrica, diferenciados y plegados según D ₁ (perfil C-C') En cuerpos aislados, lenticulares a irregulares
cumular granosa muy fina granular fina a mediana	Foliación Masiva	En la periferia de cuerpos con estructura catafilar concéntrica, diferenciados y plegados según D ₁ (perfil C-C') Como diques alojados en peridotita
en malla, formas tabulares y en venas	Foliación y lineación de minerales	En cuerpos lenticulares a irregulares aislados en la periferia de cuerpos peridotíticos y como diques en gabros uralitizados
granosa mediana (de remplazo)	Masiva a foliada	En cuerpos transicionales entre mármoles y serpentinitas, en zonas de plegamiento apretado o en áreas fracturadas en serpentinitas
en malla cumular granosa mediana a fina	Foliación y lineación de minerales	Ocupando el núcleo de cuerpos serpentínticos
granoblástica mediana a gruesa	Masiva a foliada	En roca ultramáfica en el contacto con metamorfitas o en fracturas a modo de diques
en malla, formas tabulares y en venas	Foliación y lineación de minerales	En cuerpos lenticulares a irregulares aislados, en la periferia de cuerpos peridotíticos
granosa mediana (de rempl.)	Masiva a foliada	En cuerpos transicionales entre mármoles y serpentinitas, en zonas de plegamiento apretado o en áreas fracturadas en serpentinitas

ol: olivina; orpx: ortopiroxeno; en: enstatita; px: piroxeno; dp: diópsido; anf: anfíbol; oranf: ortoanfíbol; antof: antofilita; fac: ferroactinolita; hn: hornblenda; tr: tremolita; mg: magnetita; ilm: ilmenita; cr: cromita; esp: espínelo; flog: flogopita; tc: talco; cl: clorita; br: brucita; sp: serpentina; an: anortita; pl: plagioclasa; ep: epidoto; ap: apatita; carb: carbonato; py: pirita; cp: calcopirita. La composición de los minerales fue precisada mediante platina universal.

b. Perfil C-C' (ortopiroxenita-harzburgita)

Esta asociación fue hallada en la zona centro del área de Bosque Alegre vinculada a una antiforma compleja con un rumbo del eje de plegamiento N 37°O y una inclinación del plano axial de 74° al NE (Figs. 2 y 4).

La secuencia estratigráfica establecida desde el núcleo hacia la periferia de la estructura es: roca ultramáfica serpentizada, mármol y esquisto. Esta secuencia también muestra pliegues parásitos asociados a D_1 y una sinforma menor que pertenece a la fase D_2 del área.

El ultramáfico expuesto en el perfil está integrado por peridotitas y piroxenitas intensamente serpentizadas dispuestas en una estructura catafilar constituida por fajas concéntricas que gradan desde el núcleo hacia la periferia del cuerpo desde harzburgitas hasta ortopiroxenitas olivínicas. Asociadas a zonas de debilidad dentro del cuerpo y a zonas de contacto con las metamorfitas de la caja se observan serpentinitas como variaciones laterales de las demás rocas. Formando parte del cuerpo ultramáfico se halló en proximidad al tope del mismo una peridotita piroxénica en contacto neto (en su techo) con un manto de piroxenita olivínica que se acuña hacia los extremos NE y SO.

Como se desprende de la Tabla 1 la composición de la olivina y del ortopiroxeno varía para las diferentes litologías, siendo las harzburgitas las que presentan variedades de olivina y de ortopiroxeno más ricas en magnesio con una composición media respectiva $Fo_{88\%-92\%}$ - $En_{87\%-92\%}$ y las ortopiroxenitas las que muestran una composición media más rica en hierro con $Fo_{89\%-79\%}$ - $En_{75\%-90\%}$. Estas variaciones en la composición están acompañadas por una disminución relativa en la proporción de la relación olivina: ortopiroxeno de los minerales normativos desde 2:1 en el núcleo hasta 1:29 en la periferia del cuerpo ultramáfico (Fig. 4).

El quimismo en los elementos mayoritarios y minoritarios de las variedades litológicas expuestas en el perfil reflejan una tendencia al aumento en el contenido de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , MnO , TiO_2 , SiO_2 , P_2O_5 y Cr acompañado por una disminución progresiva en el contenido de MgO , CaO , Ni y Co desde el núcleo hacia la periferia de los cuerpos ultramáficos (Fig. 4).

Tectónica

Las estructuras halladas en el área se dividieron para su caracterización en antiguas y modernas; correspondiendo las estructuras antiguas a aquellas que se originaron más o menos sincrónicamente con los episodios dinamotérmicos que produjeron el metamorfismo de las rocas y que involucraron un compor-

tamiento dúctil de los materiales originando estructuras principalmente de plegamiento con longitud de onda variable desde pocos milímetros hasta centenas de metros. Las denominadas modernas corresponden al fallamiento y fracturamiento que sufrieron estas rocas ya consolidadas, comportándose rígidamente durante las sucesivas reactivaciones tectónicas que culminaron con el ciclo ándico.

La metodología de trabajo desarrollada para el análisis de las estructuras antiguas es igual a la utilizada por Mutti (1990b). De ella surge la presencia de por lo menos cuatro direcciones de plegamiento, que de acuerdo al criterio de superposición y mencionadas según su orden cronológico más probable son: $D_1 = 328^\circ$ a 330° , $D_2 = 10^\circ$ a 30° , $D_3 = 42^\circ$ a 63° y $D_4 = 80^\circ$ a 90° (Fig. 5). De estas direcciones las fases tectónicas D_1 y D_2 son comunes a todas las zonas, correspondiéndose respectivamente con la mayor longitud de la faja de rocas ultramáficas y con una orientación aproximadamente cercana a la menor longitud de la misma.

La fase D_1 determinó en la región las estructuras mayores que afectaron a los cuerpos ultramáficos-junto a sus rocas de caja y en la zona norte está caracterizada por una sinforma, en la zona centro por una antiforma y en la zona sur por una antiforma y su sinforma complementaria. El efecto de la perturbación de la fase D_2 sobre la estructura primaria D_1 dio lugar a una inversión del relieve original y actuó con magnitud diferencial a lo largo de la faja, siendo su efecto más notable en la zona sur. También es responsable del recurvamiento de la faja ultramáfica en el área estudiada, junto al juego paralelo de fracturas de ciza que limita las zonas.

Las otras direcciones de ejes de plegamiento (D_3 y D_4), como se observa en los diagramas de la Figura 5, están representadas en la zona norte y sur por orientaciones aproximadamente perpendiculares a las anteriores siendo D_3 casi transversal a D_1 y D_4 a D_2 . Las fases D_3 y D_4 de deformación si bien están ausentes en estructuras plegadas en la zona centro, están representadas por numerosos juegos de fracturas.

Las observaciones de campo conjuntamente con las determinaciones gráficas de las direcciones de plegamiento y el análisis efectuado cerca de los ejes tectónicos (Mutti 1990b) permitieron sintetizar la información referida a las cuatro fases de deformación por plegamiento para el área en la Tabla 3. Estas fases de deformación muestran un disímil comportamiento reológico de los materiales intervinientes durante su desarrollo sucesivo, tanto por los tipos de pliegues desarrollados como en los rasgos a los que se asocia. Su evolución marca un progresivo comportamiento más rígido para las rocas desde la fase inicial D_1 hasta la fase D_4 asociándose a esta última dirección

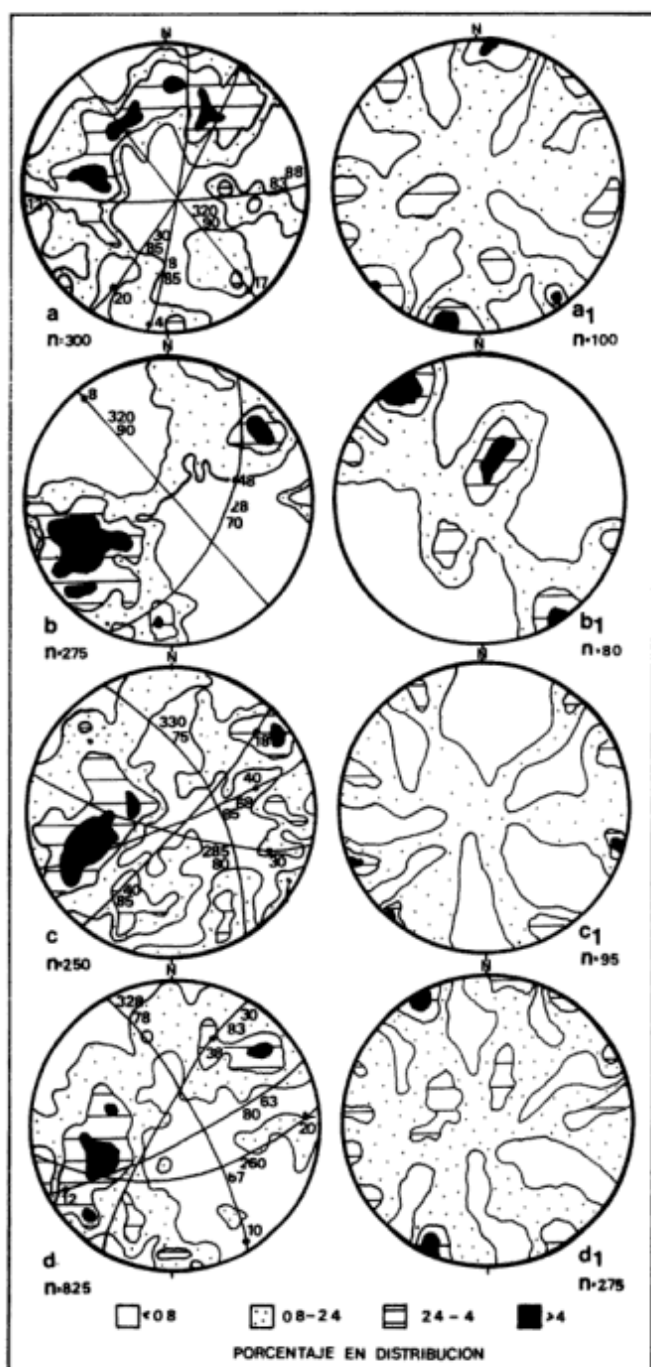
Tabla 2: Análisis químicos y minerales normativos (normas IPW) representativos de las principales variedades litológicas muestreadas en los perfiles A-A' (muestras A), C-C' (muestras C) y de los gabros urutilizados (muestras 1 y 2). Se indica además la relación numérica olivina: enstatita para las muestras del perfil A-A'.

% en peso	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇	C ₈	C ₉	A ₂	A ₃	A ₄	A ₅	A ₆	1	2
SiO ₂	41,29	26,98	38,30	39,42	35,00	26,98	29,90	50,10	47,09	44,95	45,82	42,21	37,55	46,42	43,06	41,84
Al ₂ O ₃	3,96	13,44	6,00	1,49	6,90	12,87	13,77	3,96	5,87	3,14	2,94	0,30	12,16	4,03	13,80	13,03
Fe ₂ O ₃	6,61	16,70	10,05	6,98	9,90	12,01	14,77	3,45	3,17	4,68	2,79	5,10	6,05	3,90	4,96	4,51
FeO	1,70	11,01	1,20	1,46	1,50	5,85	8,02	6,26	5,54	1,89	3,94	1,62	2,15	1,91	4,49	5,50
MgO	28,79	20,30	29,00	29,40	29,00	26,88	18,44	24,36	26,85	25,00	24,23	30,74	14,16	22,74	15,34	11,31
CaO	2,37	0,38	3,70	4,69	3,95	2,25	3,26	2,64	1,60	10,91	16,20	6,89	19,13	12,73	10,00	13,63
MnO	0,10	0,12	0,09	0,07	0,07	0,09	0,17	0,13	0,11	0,16	0,24	0,11	0,21	0,01	0,20	0,37
P ₂ O ₅	0,05	0,19	0,10	0,09	0,09	0,04	0,05	0,06	0,07	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,03	0,01
Na ₂ O	0,49	0,32	0,29	0,35	0,39	0,42	0,35	0,53	0,22	0,46	0,01	0,04	0,31	0,05	1,97	1,63
K ₂ O	0,13	-	0,13	0,13	0,13	-	0,08	0,21	0,04	0,46	0,01	0,01	0,32	0,10	0,20	0,24
TiO ₂	0,14	2,06	0,25	0,04	0,08	2,06	2,24	1,28	0,16	0,03	0,01	0,02	0,10	0,06	0,16	0,13
H ₂ O	11,92	7,05	11,04	13,52	12,52	9,87	7,64	4,82	7,02	5,79	1,40	4,48	1,77	7,72	1,00	6,69
H ₂ O	0,81	0,80	1,02	0,96	0,96	1,67	1,26	1,03	1,46	0,02	0,66	1,52	0,84	1,14	0,41	0,85
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,89	-	8,01	5,12	3,40	5,80	-
Total	98,22	99,25	101,17	98,56	100,49	99,25	99,91	98,93	99,20	99,92	100,02	101,06	99,92	99,90	101,42	99,65
Cr ppm.	1.308	201	15	6	15	201	160	19	109	1.218	-	1.181	82	1.384	156	106
Ni ppm.	1.720	196	720	1.589	580	196	190	385	899	1.770	484	1.424	370	1.250	168	327
Co ppm.	51	88	40	96	22	88	30	75	54	85	32	50	80	50	42	42
Normas CJPW	C₁	C₂	C₃	C₄	C₅	C₆	C₇	C₈	C₉	A₂	A₃	A₄	A₅	A₆	1	2
Qz.	-	-	-	-	-	-	-	2,82	-	-	-	-	-	-	-	-
Or.	-	-	1,11	-	1,11	-	-	-	-	2,22	-	-	1,66	-	1,36	1,33
Ab.	4,31	2,62	2,61	3,13	3,61	2,98	2,89	8,38	2,43	3,67	-	-	2,60	-	18,71	7,55
An.	10,14	1,95	16,38	2,99	8,90	12,67	17,80	9,03	9,40	5,56	8,06	0,64	30,80	11,90	35,02	33,38
Ne.	-	-	-	-	-	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	1,04	4,76
C.	-	9,38	-	-	-	9,29	8,10	-	2,97	-	-	-	-	-	-	-
Ol.	24,04	14,00	37,22	33,52	90,05	57,60	16,69	-	2,77	21,98	23,52	30,88	2,34	9,99	14,57	8,06
En.	48,94	30,90	26,25	31,25	10,13	-	26,94	70,86	81,86	13,60	5,10	30,99	9,10	27,89	-	-
Di.	2,58	-	2,59	19,13	2,16	-	-	4,95	-	37,80	56,16	30,33	49,80	44,59	20,48	37,09
Mg.	6,28	-	3,92	5,55	6,94	19,37	21,26	5,27	0,18	6,03	3,94	5,92	7,42	5,60	8,85	7,08
Ilm.	-	23,25	0,45	-	0,15	1,39	4,70	2,63	0,35	-	-	-	-	-	0,37	-
Hm.	3,38	16,64	9,08	4,40	6,54	0,36	1,59	-	-	0,48	-	1,85	0,96	-	-	-
Ru.	-	8,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap.	-	-	0,33	-	0,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,67	106,90	99,91	99,97	89,92	99,97	99,97	99,96	99,96	100,79	96,78	100,60	104,58	99,97	100,37	99,97
olivina										1,61	4,61	0,96	0,18	0,35		
enstatita																

Referencias de las muestras pertenecientes a los perfiles A-A' y C-C' como en figuras 3 y 4 respectivamente; 1= muestra de gabro cercana al contacto con roca ultramáfica; 2= muestra de gabro correspondiente al núcleo del cuerpo básico. Los análisis químicos fueron realizados en el Depto. de Cs. Geológicas de la UBA mediante gravimetría (SiO₂), titulación (hierro ferroso), absorción atómica (alcalinos, alcalinos térreos, (Cr, Ni y Co) y espectrofotometría (Al, Ti, P y Mn).

estructuras de fracturamiento.

Finalmente cabe destacar que en los dominios anteriormente caracterizados, tanto la fase D_1 como D_2 , son coincidentes en sus disposiciones y rasgos con los definidos por Gianotti (1979) para la faja de rocas ultrabásicas de la Sierra de Comechingones y con los definidos por Dalla Salda (1984) para las Sierras de Córdoba. Al igual que este último autor se las asigna al Precámbrico-Paleozoico inferior y al Paleozoico inferior respectivamente.



Las estructuras modernas analizadas en el área de Bosque Alegre definen una estructura de bloque limitado al oriente y al occidente por sendas fallas inversas (fallas longitudinales) de rumbo N-S que en ciertos sectores cambian a rumbos aproximados en NE y SE. Estos cambios de rumbos son coincidentes con las direcciones de los planos de cizalla oblicuos, pudiendo involucrar un desplazamiento de rumbo en esos tramos. Vinculadas a las fallas longitudinales se pueden citar la faja cataclástica de rumbo NNO-SSE observada en el extremo SO del área y una faja milonítica de rumbo N-S a NNE-SSO que ha sido reconocida al NE del sector de trabajo.

La información registrada en el campo sobre fracturas conjuntamente con los rumbos medidos de dichas estructuras a partir de la fotointerpretación de la comarca de Bosque Alegre fue volcada en una roseta obteniéndose tres sistemas principales, dos de ellos conjugados (Fig. 6), siendo sus direcciones: 1) $N 15^\circ E$ y $N 20^\circ O$; 2) N-S; 3) $N 50^\circ E$ y $N 50^\circ O$. Las fracturas de rumbo $N 15^\circ E$ son las más abundantes entre sí e involucran frecuentes desplazamiento en la dirección de buzamiento del plano de falla y con menor frecuencia desplazamientos de rumbo, con sus trazas curvas. Las fracturas de rumbo N-S son asimilables a fallas inversas de alto ángulo y finalmente en aquellas lineaciones con posición $N 50^\circ E$ y $N 50^\circ O$ el desplazamiento es fundamentalmente de rumbo y sus trazas son rectas. Este último juego de fracturas determina en el área de Bosque Alegre una faja de deformación con desplazamiento levógiro cuyo acomodamiento interno ante los esfuerzos determinó bloques menores afectados esencialmente por un desplazamiento de rumbo combinado con una rotación siniestral, que progresivamente aumenta en valor angular hacia NO hasta alcanzar un valor próximo a los 60° (Fig. 2).

Metamorfismo Regional

El conjunto de rocas que integran el área se originaron principalmente por efectos del metamorfismo regional sobre sedimentos pelíticos con facies importantes psamíticas e intercalaciones calcáreas de origen

Figura 5: Diagramas de puntos de esquistosidad + foliación y de ejes de pliegues del Complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre.

En las figuras a1, b1, c1 y d1 se representan esquistosidad + foliación de las zonas norte, centro, sur y totales respectivamente. Se graficó la traza del plano axial indicando su rumbo e inclinación y se señala el valor angular y la dirección de buzamiento del eje del pliegue. Las figuras a2, b2, c2 y d2 corresponden a los ejes de pliegue de las zonas norte, centro, sur y totales respectivamente. Se indican los porcentajes en distribución y el número de datos (n) tomados en cada caso.

Tabla 3: Características de las fases de deformación por plegamiento del área de Bosque Abierto.

Fase	Dirección estadística media	Tipo de pliegues (*)	Disposición de ejes (*)	Posición del plano axial	Evidencias
D ₁	N 30° a 28° O	isoclinales a apretados	subhorizontales buzando al NNO o SSE	moderado a muy inclinado al NE	Granate relíctico Lineación de silicatos (L ₁) Foliación Lentes inosilicatos y serpentina Trazas de esquistosidad (S ₁)
D ₂	N 10° a 30° E	apretados a cerrados	subhorizontales a moderados buzando al NNE o SSO	subvertical inclinado al ESE	Granates sincinemáticos rotados Lineación de tremolita y flogopita (L ₂) Foliación Trazas de esquistosidad (S ₂) Micropliegues orientados con sus planos según D ₂ Fracturas y sombras de presión en piroxenos
D ₃	N 42° a 63° E	cerrados	subhorizontales buzando al NE o SO	subvertical inclinado al NO	Trazas de esquistosidad (S ₃) Micropliegues orientados con sus planos según D ₃ (clivaje de transposición) Sombras de presión y anisotropías en silicatos
D ₄	N 80° a 90° E	abiertos	horizontales a subhorizontales buzando al O	fuertemente inclinado al N	Cloritización del granate y biotita Seritización del feldespato y sillimanita Crenulación de planos micáceos Fajas de lizardita formada a expensas de antigorita Trazas de lineación (L ₄) Planos de clivaje de fractura (S ₄) Sombras de presión, kinkbands y fracturas en silicatos

(*) de acuerdo a la clasificación de Ramsay (1967)

sedimentario en una cuenca marina. La edad de este proceso metamórfico de acuerdo a la datación realizada por el método K/Ar por Linares (1981) para la localidad de El Tala corresponde a 850 ± 40 Ma. Esta datación radimétrica sugiere que las metamorfitas se originaron en el ciclo orogénico Uruçuano propuesto por De Almeida (1971). Este episodio metamórfico, relacionado con la fase principal de deformación, actuó bajo las condiciones de las facies de anfíbolita, originando las siguientes paragénesis:

-rocas calcáreas: calcita, (dolomita), forsterita, diópsido, tremolita, (granate).

-rocas básicas: hornblenda, plagioclasa (andesina-

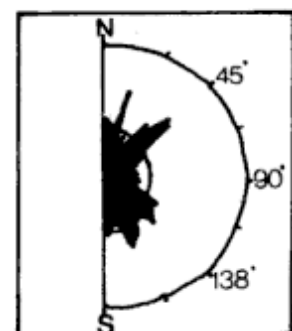


Figura 6: Rosa de fracturas

Radio del círculo pequeño=cinco fracturas

labradorita), augita diopsídica, clinozoicita, apatita, titanita, magnetita, ilmenita.

-rocas feldespato cuarzosas: plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo, biotita, almandino, (ortosa).

En las rocas feldespato cuarzosas se halló en el extremo SO del área la asociación ortosa + sillimanita + cordierita + andalucita vinculada espacialmente a un pequeño cuerpo intrusivo. Esta asociación ha sido descrita para rocas de aspecto similar (kingsitas) que afloran en zonas de contacto del batolito de Achala en varios sectores de la Sierra Grande y relacionada con los efectos del metamorfismo de contacto producido por la intrusión granítica. En el área de Bosque Alegre, sólo se puede afirmar que esta asociación mineral evidencia un aumento en el grado de metamorfismo, sin asignarle un carácter regional o local de contacto exclusivamente.

La presencia de asociaciones particulares vinculadas a la dirección D_1 (clorita, sericita, tremolita-actinolita, biotita, carbonatos, epidoto, talco, brucita, junto al pasaje de hornblenda verde a variedades más azuladas y el metasomatismo de la plagioclasa por albita intergranular asociada a clinozoicita, cuarzo y carbonatos) indica un pasaje al grado bajo del metamorfismo regional para las diversas litologías del área con la consiguiente transformación de la facies de anfibolita a la facies de esquistos verdes.

El gran volumen de rocas ultramáficas serpentizadas está fundamentalmente vinculado al proceso de metamorfismo regional y al episodio de deformación que actuó conjuntamente (Mutti 1990 a). No obstante ello, no se desecha la idea de una etapa premetamórfica durante la cual puede haberse desarrollado una incipiente serpentización y se destaca también la participación de otros procesos sobreimpuestos de serpentización vinculados a hidrotermalismo, tectonismo y meteorización que acontecieron con posterioridad al metamorfismo regional y en etapas sucesivas.

Uralitización de las rocas gábricas

Las anfibolitas que están en contacto con las ultramáficas en la zona norte a modo de cuerpos concordantes y también en la zona sur en forma de diques y filones corresponden a rocas gábricas que han sido uralitizadas durante el metamorfismo regional (Mutti 1987). A este respecto cabe destacar el gabro hallado y considerado en el perfil A-A' que se encuentra en una etapa de incipiente uralitización y formando parte de las secuencias diferenciada y plegada peridotita-gabro. Esta asociación ultramáfica-anfibolita ha

sido descrita por diversos autores (Thayer 1960, Gattes 1967, Tobisch 1968) asignándole a esta última roca un origen gábrico. Trabajos más recientes enfocados en un marco geotectónico han permitido establecer en numerosos casos un origen ofiolítico para dicha asociación (Beard 1986, Coleman 1984, Frovola 1984). No obstante ello para el área de Bosque Alegre los datos obtenidos hasta el presente no permiten afirmar dicho origen.

El proceso de uralitización que afectó a los gabros ha sido muy intenso y se acentúa en los bordes de los cuerpos. Su paragénesis (Tabla 1) representa las condiciones de la facies de anfibolita del metamorfismo regional e indica un predominio de temperaturas moderadas durante su formación; no obstante ello se hallaron sectores que representan condiciones de formación diferentes. La presencia de piroxeno augítico, euhedral, en relación poikilítica con plagioclasa, hornblenda y apatita en el sector NO, indica de acuerdo con Miyashiro (ver Poldervaart 1965) condiciones de formación de altas temperaturas durante las facies de anfibolita. La presencia de hornblenda azulada ampliamente difundida en la comarca, es atribuida de acuerdo al autor citado a las más altas temperaturas de las facies de esquistos verdes.

Los factores físico-químicos que controlan la uralitización de gabros durante el metamorfismo regional involucran una migración selectiva de los componentes, determinando un aumento gradual en el tamaño de grano desde las márgenes de los cuerpos hacia sus núcleos, como también desde la periferia de la zona norte hacia el sector central de la misma. Esta variación además está acompañada por una disminución en la foliación y un aumento en el grado de alcalinidad que se refleja en el quimismo y en los minerales normativos en la Tabla 2 hacia la zona central de los cuerpos. La diferenciación metamórfica hallada se puede vincular a una diferencia en los gradientes térmicos de presión y en las concentraciones parciales de los fluidos participantes durante el metamorfismo. Estos factores fueron controlados probablemente por la tectónica deformativa involucrando una migración selectiva de los componentes hacia zonas de menor presión. No obstante este proceso también pudo estar influenciado por una variación composicional en las rocas primarias (cuerpos originalmente zonados).

Hidrotermalismo

La acción hidrotermal dejó numerosos registros en las unidades litológicas descritas y en aquellos sectores de debilidad estructural. Esta influencia es más notable en las anfibolitas, esquistos y gneises, obser-

vándose desde fajas de rocas parcialmente alteradas hasta sectores donde la alteración ha sido total.

Se han reconocido diversos episodios de alteración hidrotermal, citándose entre los más frecuentes: cloritización, epidotización, silicificación, serpentización y carbonatización; a ellos también se asocia un metasomatismo sulfuroso con formación de calcopirita y pirita. Estas alteraciones indican que se desarrollaron en un rango de temperatura intermedio a bajo a escasa profundidad respecto del nivel de superficie y muestran un marcado predominio del metasomatismo sobre el relleno. Involucran principalmente la participación de Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cu^{2+} , SiO_2 , CO_2 , S^{2-} y cantidades variables de H_2O . Cabe mencionar otros efectos relacionados a soluciones hidrotermales como la granitización (feldespatización y albitización) en los esquistos y gneises modificados, la formación de zonas predominantemente monominerales en los contactos entre las rocas gábricas anfibolitizadas con serpentinitas y filones aplopegmatíticos con serpentinitas y la presencia de oficalcitas en zonas de cataclasis y como variaciones faciales de las serpentinitas hacia los contactos con rocas carbonáticas.

Correlaciones paragenéticas en el complejo de Bosque Alegre

Las asociaciones minerales de las rocas ultrabásicas-básicas presentadas en la Tabla 1 para cada zona, registran en el diagrama experimental expuesto por O'Hara (1976) un campo de pasaje continuo progresivo con el descenso de la temperatura a partir de una o más fases peridotíticas en equilibrio con el líquido. Debe destacarse que en la zona norte, a diferencia de las zonas centro y sur, se registra al menos un aumento temporario en los gradientes térmicos y de presión, determinado por la formación de finas bandas de websterita y websterita olivínica que participan de la secuencia diferenciada y plegada según D_1 , expuestas en el perfil A-A'. Este fenómeno pudo estar controlado por la acción de los esfuerzos compresivos de plegamiento (asociados a la fase D_1) que modificaron localmente las condiciones de presión y temperatura. Asimismo el dique websterítico hallado también en esta zona representa las mismas condiciones de presión y temperatura que las websteritas antes citadas, pero a diferencia de estas últimas su origen estaría vinculado a una etapa intrusiva posterior debido a su orientación coincidente con la dirección de deformación D_4 .

De las correlaciones efectuadas entre las asociaciones mineralógicas halladas en el área de Bosque Ale-

gre para las rocas ultramáficas-máficas y sus rocas de caja se desprende que las porciones centrales de los cuerpos ultramáficos expuestos en la zona centro (harzburgita, peridotita y ortopiroxenita atribuibles a la facies de lherzolita espinélica), se formaron en condiciones de mayor presión y temperatura que las correspondientes a las facies de anfibolita de la roca de caja. Asimismo esta zona corresponde al nivel inferior expuesto del complejo gabro peridotítico. Las condiciones de formación de la facies de lherzolita espinélica pueden vincularse con la faja milonítica de rumbo NO-SE que ha sido observada a unos 10 km al este de la zona de estudio. Finalmente es posible también correlacionar las facies sucesivas de menos presión y temperatura que rigieron la posterior evolución del complejo con los grados de metamorfismo alcanzados por las rocas de caja, hasta llegar a las facies de serpentinita y esquistos verdes respectivamente.

Génesis del complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre

La hipótesis petrogenética sugerida por Thayer (1960) es la más acorde con las características halladas en los cuerpos ultramáficos-máficos del área: foliación; lineación; texturas cumulares relicticas; grandes unidades litológicas contrastantes en composición en contacto entre sí (peridotitas y gabros); relaciones gradacionales mutuas entre peridotitas y gabros; zonas interbandeadas en el contacto peridotita-gabro; unidades bandeadas con espesores variables desde el orden del milímetro hasta varios metros que difieren de las unidades adyacentes en composición mineral y rasgos texturales; relación de discordancia entre unidades mayores y lineación de algunos minerales (Tabla 1).

La hipótesis propuesta incluye la movilización por fusión parcial del manto superior e involucra para el área de Bosque Alegre una intrusión magmática de composición peridotítica derivada de un magma empobrecido respecto del manto lherzolítico con temperaturas iniciales superiores a los 1.000°C (Mutti 1991). La ausencia de una aureola térmica asociada al complejo indicaría de acuerdo con Thayer (1960) una temperatura final de intrusión inferior a los 800°C.

Como se ilustra en el diagrama AS (Fig. 7) las concentraciones en Na_2O , K_2O y SiO_2 para las muestras estudiadas son cercanas a las rocas derivadas del manto pero el incremento en elementos alcalinos para algunas muestras indicaría además una contaminación alcalina por un mayor fraccionamiento relacionado al peso de la corteza sobre la columna

magmática durante su emplazamiento o una contaminación por movilización y metasomatismo póstumo. En los diagramas AFM y CNK (Figs. 8 y 9) también se observa una relación de bajo contenido en álcalis respecto de Fe, Mg y Ca que es asimilable a la hallada por Green y Poldervaart (1955) para las rocas similares de cuencas oceánicas. Cabe destacar a este respecto que las rocas del área presentan un mayor contenido en P y Zr asociado al K respecto de otras ultrabasitas y basitas de las sierras de Córdoba.

El sistema químico inicial estuvo probablemente compuesto por Mg, Si, Ca, Al, Fe además de Ti y escaso Cr, P, Na y K en ausencia o escasa presencia de vapor de H₂O. Este sistema evolucionó con el descenso de la temperatura empobreciéndose en composición ultrabásica y enriqueciéndose en Al, Fe, Na, K, Ti y H₂O diferenciándose en un ambiente tectónico compresivo. Esta diferenciación determinó una proporción decreciente en la relación MgO:FeO que varía desde 20:1 a 5:1 en las rocas ultramáficas y desde 9:1 a 2:1 en las gábricas, correspondiendo valores intermedios para las piroxenitas, websteritas y hornblenditas halladas.

La traza de diferenciación graficada en el diagrama AFM se ajusta aparentemente a la tendencia de diferenciación calcoalcalina (Fig. 8). No obstante ello la ausencia hasta el presente de puntos graficados representativos de rocas ígneas mesosilícicas a ácidas genera un interrogante acerca de su adecuada interpretación, más si se tiene en cuenta que la asociación peridotita-gabro en las Sierras de Córdoba sigue una tendencia de diferenciación toleítica (Mutti 1991).

El sistema químico sufrió en su etapa final un aporte de agua (probablemente cedida por los sedi-

mentos que se estaban metamorfozando) determinando una intensa serpentización de las rocas ultramáficas y máficas junto a la uralitización de las rocas gábricas, con un progresivo descenso de la temperatura.

Estudios petrológicos y geoquímicos recientes publicados por la autora (Mutti 1991; Mutti y Di Marco 1991) permitieron interpretar a las rocas del Complejo de Bosque Alegre junto a otras manifestaciones ultrabásicas-básicas de la Provincia de Córdoba como rocas de raíz de un antiguo arco islándico y/o su cuenca de retroarco. De acuerdo con Ramos (1991) este episodio colisional habría tenido lugar durante el ciclo Pampeano controlado por una antigua zona de

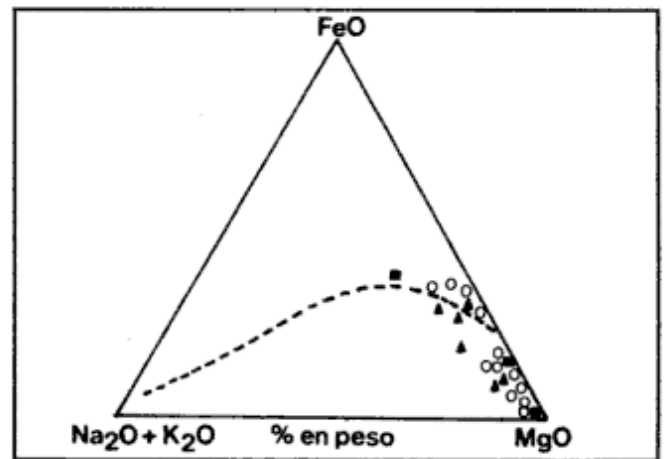


Figura 8: Diagrama AFM para las rocas ultramáficas-máficas de Bosque Alegre. Con trazo punteado se indica el tren de diferenciación calcoalcalino. Referencias de muestras como en Figura 7.

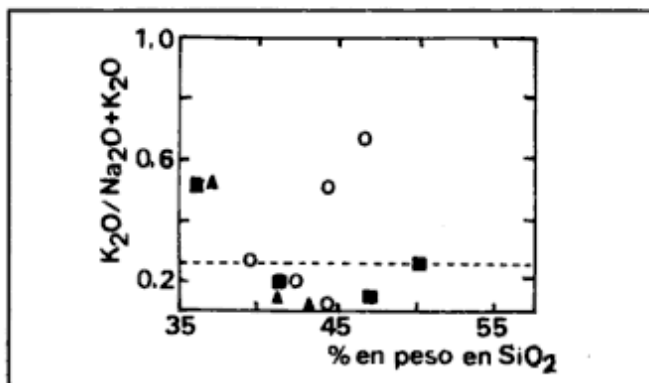


Figura 7: Diagrama AS para las rocas ultramáficas-máficas de Bosque Alegre. Con trazo punteado se discrimina las áreas correspondientes a rocas provenientes del manto ($K_2O/(K_2O+NaO) < 2,5\%$) y de la corteza. Peridotíticas ■; piroxenitas ○; gabros ▲

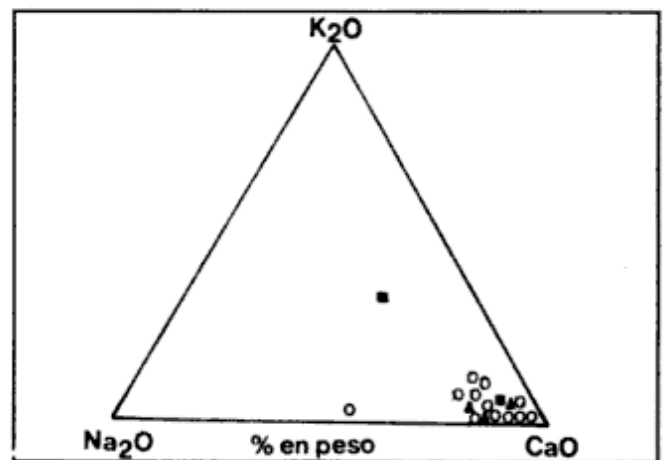


Figura 9: Diagrama CNK para las rocas ultramáficas-máficas de Bosque Alegre. Referencias de muestras como en Figura 7.

fractura de rumbo N-S a NNO-SSE (coincidente con la dirección D_1) generada por subducción de corteza oceánica perteneciente a la placa del cratón del Río de La Plata por debajo de las Sierras Pampeanas orientales.

Finalmente en el contexto tectónico compresivo las intrusiones gábricas podrían representar fracciones cogenéticas diferenciadas *in situ* a partir de la fusión peridotítica o sucesivos pulsos diferenciados provenientes de una cámara magmática más profunda.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14:848-851.
- Coleman, R., 1984. The diversity of ophiolites. *Geologie in Mijnboung: In Ophiolites and ultramafic rocks*. Eds. Zwart, Hartman and Tobi, 63: 141-150.
- Dalla Salda, L.H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2): 38-52.
- De Almeida, F.F., 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira Geociencias*, 1: 13-21.
- Díaz, F. G. y Andrade, R., 1973. Comunicación acerca de las características petrogenéticas del cuerpo serpentínico de Bosque Alegre. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, 2 (1-2): 48-60.
- Frolova, J.J., 1984. Magmatic associations of recent island arcs and orogenic belts of continents. *Petrology: Igneous and Metamorphic rocks*. Proceedings of the 27th. International Geological Congress, 1:437-455.
- Gates, R., 1967. Amphibolites: syntectonic intrusives? *American Journal of Sciences*, 265:118-131.
- Gianotti, F.J., 1979. Geología de la faja de rocas ultramáficas de la ladera oriental de la Sierra de Comechingones - Pcia. de Córdoba, Rep. Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 88 p. (Inédito).
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 577-650. Córdoba.
- Green, D.H. y Poldervaart, A., 1955. Some basaltic provinces. *Actas Geochimical Cosmichim* 7: 177-188.
- Kull, V. y Methol J., 1979. Descripción geológica de la Hoja 21 i, Alta Gracia, Córdoba. Servicio Geológico Nacional, Boletín. 165: 1-54.
- Linares, E., 1981. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Publicación especial de la Asociación Geológica Argentina, Serie B; 10.
- Mutti, D.I., 1987. Estudio geológico del Complejo Gabro-Peridotítico del área de Bosque Alegre, Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 189 p. (inédita).
- Mutti, D.I., 1990a. Génesis de las serpentinitas del Complejo Gabro-Peridotítico del área de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21 (1-4): 17-24.
- Mutti, D.I. 1990b. Microtectónica aplicada al estudio de cuerpos ultrabásicos-básicos en la Pcia. de Córdoba. VI Reunión de Microtectónica (en prensa) Buenos Aires.
- Mutti, D.I., 1991. Las rocas ultrabásicas-básicas de la provincia de Córdoba: interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. Iª Reunión de Mineralogía y Metalogénesis (en prensa), La Plata.
- Mutti, D.I. y De Marco A., 1991. Asociación serpentinita-anfibolita: unidades cogenéticas dominantes de las fajas ultrabásicas oriental y central de Córdoba. Iª Reunión de Mineralogía y Metalogénesis (en prensa), La Plata.
- O'Hara, M. J., 1976. Mineral Facies in ultrabasic rocks. En: *Ultramafic and Related Rocks*. Ed. Wyllie and Sons, 7-18. Londres.
- Poldervaart, A., 1965. Basalts. Ed. Mc Graw-Hill Books. pp.84-86. Londres.
- Ramos, V.A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: *Geología de yacimientos de Wolfram de las Provincias de San Luis y Córdoba*. Ed. Brodtkorb M., 185-196. La Plata.
- Ramsay, J., 1967. Folding and fracturing of rocks. Ed. Mc Graw, 668 p. New York.
- Rinaldi, C.A. y Linares E., 1973. Edades potasio-argón de pegmatitas de la provincia de San Luis. *Actas Quinto Congreso Geológico Argentino*, 1: 421-428. Buenos Aires.
- Thayer, T.P., 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. 21 International Geological Congress, Reports: 13: 247-259. Copenhagen.
- Tobisch, O., 1968. Gneissic Amphibolite at the Palmas, Puerto Rico and its significance in the early history of the Greater Antilles Island Arc. *Geological Society Bulletin*, 79: 557-574.
- Villar, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas Argentinas, tipos de ultramáficas, Metalogénesis. 4º Congreso Geológico Chileno, Universidad del Norte, Antofagasta: 610-633. Chile.

Recibido: 9 de agosto, 1988

Aceptado: 6 de agosto, 1992

Metamorfismo de contacto y metasomatismo asociado a la lherzolita Loma Negra, Alta Gracia, Córdoba

Diana I. MUTTI

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

ABSTRACT. *Contact metamorphism and metasomatism associated with the Loma Negra lherzolite, Alta Gracia, Córdoba. Ca, Al, Mg, Fe, Ti And Na metasomatism related to high temperature metamorphism associated with the "Loma Negra" lherzolitic intrusive body and adjacent sediments is described and analyzed. That process transformed the rock in the contact zone to pyroxenic hornfels. The contact rock was transformed into schistose amphibolite during a compressive tectonic event, and was modified mineralogically, texturally and chemically by late-stage hydrothermal solutions.*

Introducción

En el pasado se originaron numerosas controversias acerca de la existencia de cuerpos ultrabásicos que podrían haber intruido a altas temperaturas, pero los hallazgos de aureolas metamórficas de contacto en distintas partes del mundo permitieron avalar en la actualidad dicha teoría. En la provincia de Córdoba hasta el presente sólo se ha descrito un caso de metamorfismo de contacto relacionado a rocas ultrabásicas, fenómeno que fue localizado en el cuerpo "12 de Noviembre" y estudiado por Cosentino y Mutti (1982).

Geología local

El cuerpo lherzolitico "Loma Negra" ubicado a 7 km en dirección NO de la ciudad de Alta Gracia, Provincia de Córdoba, cubre una superficie de 0,5 km² (Fig. 1). Aflora formando un cuerpo semicircular elongado en la dirección E-O, concordante con la caja, constituida por esquistos con intercalaciones de anfíbolita (Fig. 2). Ocupa el núcleo de una sinforma que de acuerdo al análisis de las mesoestructuras medidas en el campo (esquistosidad, foliación) y microestructuras medidas en gabinete (lineación de minerales), tanto en la roca ultrabásica como en su roca de caja, responden al menos a tres episodios de deformación por plegamiento, con direcciones estadísticas medias que mencionadas en orden cronológico son: D1= 314°, D2= 22° y D3= 66° (Fig. 3). Estos dominios

hallados se pueden correlacionar con las direcciones de deformación señaladas por la autora en los cuerpos del complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre (Mutti, 1988) y con las fases D₂, D₃ y D₄ definidas por Dalla Salda (1984) para las Sierras de Córdoba pudiéndose asignar el dominio D1 al límite Precámbrico-Paleozoico; el D2 al Paleozoico inferior y el D3 al Paleozoico inferior a medio.

El conjunto ultramáfico metamórfico se asocia a intrusiones de composición granítica a tonalítica que se vinculan con el magmatismo iniciado en el Precámbrico que afectó principalmente el sector oriental de la Sierra Chica de Córdoba y que culminó en el Carbónico con las intrusiones aplopegmatíticas genéticamente relacionadas al granito de Achala (Gordillo y Lencinas 1979).

Finalmente cabe destacar que la roca ultramáfica expuesta en la comarca está intensamente serpentizada y de acuerdo a los relictos hallados preferentemente en el núcleo del cuerpo se puede inferir que la roca original era una peridotita del tipo lherzolita constituida por olivina cumular (Fo_{98%-88%}), enstatita rica en hierro, diópsido y magnetita junto a espinelos intercumulares (Mutti 1982). Su pasaje al esquisto se resuelve transicionalmente a través de una zona de anfíbolita esquistosa verde oscura que varía en su potencia desde centímetros hasta varios metros y cuyos rasgos macroscópicos permiten asemejarla al esquisto aledaño. En aquellos sectores cercanos al contacto esquisto-serpentinita-roca granítica la anfíbolita evidencia un considerable aumento de tamaño de grano con aspecto masivo y muestra un marcado predominio de anfíboles sobre los demás componen-

tes. En estos sectores la serpentinita desarrolla un aumento en la densidad del clivaje y brechamiento.

Las rocas de contacto

Serpentinita

La serpentinitización originó una roca compacta, granosa fina, de color verde grisáceo a verde oscuro con cristales grandes de bastita. Este proceso que afectó el cuerpo lherzolítico reemplazó casi en su totalidad a la roca primaria principalmente en su periferia por lizardita, antigorita junto a crisotilo, magnetita, antofilita, tremolita, brucita, magnesita, clorita y calcita.

Las evidencias petrográficas y de campo halladas sugieren que el proceso de serpentinitización se desarrolló a consecuencia del agua metamórficamente y concomitantemente con el plegamiento regional, determinando una petrofábrica para los minerales serpentínicos coincidentes con las orientaciones de las fases D1, D2 y D3 de deformación.

Anfibolita esquistosa (variedad 1)

Es de color verde oscuro, foliada, con textura granoblástica y forma una fina faja continua en torno al cuerpo serpentínico cuya potencia varía desde centímetros hasta 40 m aproximadamente, con espesores máximos registrados en los contactos N y NE del cuerpo ultramáfico (Fig. 2). Estos espesores aparentes son resultantes del actual nivel de erosión y están controlados por la estructura de plegamiento. Las características de esta roca están sintetizadas en la Tabla 1 en relación a las otras variedades de rocas máficas arealmente asociadas.

El contacto de la anfibolita esquistosa con el esquistos es gradacional y se resuelve dentro de una distancia corta (no más de 1 m) en donde la textura granoblástica se hace difusa debido a un progresivo aumento en la foliación y a las características texturales propias del esquistos de la caja. El pasaje hacia la serpentinitización es variable, siendo tanto transicional como neto, aunque predomina este último.

La anfibolita esquistosa está integrada por hornblenda (verde castaña y verde amarillenta), actinolita, diópsido ($2V=52^\circ$, extinción 43°), plagioclasa, titanita, apatita, grosularia, circón, epidoto, cuarzo y carbonatos. La plagioclasa recristalizada tiene una composición que varía desde $An_{60\%-60\%}$ en la zona adyacente al contacto con la serpentinita hasta $An_{20\%-30\%}$ en la zona alemana al contacto con el esquistos, en

donde su composición es similar a la de la plagioclasa de la roca de caja.

Los abundantes relictos de diópsido hallados sugieren que el piroxeno fue uno de los componentes mayoritarios de la roca primaria y su relación textural con la hornblenda verde castaña indica que ambos componentes formaban parte de un hornfels que fue sometido a un metamorfismo regional, en condiciones de la facies de anfibolita, con la consiguiente generación de hornblenda verde amarillenta junto a titanita y a magnetita. Finalmente la presencia de la paragénesis actinolita-epidoto originada a expensas del anfíbol verde amarillento sugiere un descenso en el grado metamórfico o la acción de soluciones hidrotermales.

Esquistos

Presenta rumbo regional N-S a NNO-SSE y su disposición en torno al cuerpo ultramáfico es periclinal con orientación de sus mesoestructuras en coincidencia con las fases de plegamiento que afectaron a la comarca (Fig. 2). Está constituido por cuarzo, plagioclasa ($An_{20\%-30\%}$), biotita, grosularia, rutilo y circón, pasando localmente a variedades cuarcíficas, granatíferas o biotíticas. En todas las rocas el componente dominante es el cuarzo con secciones redondeadas de bordes sinuosos e irregulares y extinción ondulante. La plagioclasa se halla en individuos grandes, maclados y está alterada a sericita, clorita y material arcilloso predominantemente hacia la aureola de contacto del cuerpo serpentínico. La biotita con textura lepidoblástica muestra bandas kink, contornos desflecados, desferrización y una acentuada clorización y epidotización hacia el contacto con la anfibolita esquistosa.



Figura 1: Mapa de ubicación del cuerpo estudiado "Loma Negra".

Tabla 1:
Características comparativas entre las variedades de anfibolitas halladas en el área del cuerpo de "Loma Negra".

	Anfibolita esquistosa (Variedad 1)	Anfibolita granosa gruesa (Variedad 2)	Anfibolita regional (Variedad 3)
Forma del cuerpo y rocas asociadas	Cuerpo con estructura catafilar y concordante con el contacto ultramáfico esquistó gnéisico	Cuerpos concordantes de forma irregular asociados al contacto pegmatita-roca ultrabásica-básica	Cuerpos concordantes lentiformes e intercalados a modo de bancos entre los esquistos, gneises y mármoles
Contactos	Neto con la roca ultramáfica y transicional con el esquistó gnéisico	Transicionales	Neto con todas las litologías (a veces transicional con los esquistos y gneises)
Potencia	Variable desde centímetros hasta 40 metros	Variable entre 10 metros y 30 metros	Menor a cientos de metros
Longitud		Variable entre 5 metros y 40 metros	De hasta cientos de metros
Estructura	Esquistosa con débil foliación	Masiva a foliada con intercalaciones de venillas de cuarzo	Esquistosa y foliada
Textura	Granoblástica	Lepidoblástica a decusada fina a gruesa, gradando hasta pegmatítica. Predominio de grano grueso	Granoblástica fina a mediana
Tectónica	Presenta tres direcciones principales de deformación: $D_1=314^\circ$, $D_2=22^\circ$ y $D_3=66^\circ$	No está deformada	Presenta una dirección principal de deformación: $D_1=330^\circ$
Mineralogía	Predomina la hornblenda sobre la plagioclasa Hornblenda pleocroica verde castaña y verde amarillenta Plagioclasa de composición $An_{50-60\%}$ y $An_{20-30\%}$ Relictos de diópsido Minerales accesorios: actinolita, titanita, apatita, granate, epidoto, cuarzo, carbonatos, opacos	Integrada principalmente por hornblenda Hornblenda pleocroica verde amarillenta Sin plagioclasa Relictos de hornblenda verde castaña y diópsido Minerales accesorios: actinolita, zoicita, epidoto, clorita, carbonatos, cuarzo, opacos	Predominio variable entre plagioclasa y hornblenda Hornblenda pleocroica amarillo verdosa Plagioclasa de composición $An_{25-40\%}$ Relictos de piroxeno augítico Minerales accesorios: epidoto, titanita, apatita, cuarzo y opacos

Anfibolita granosa gruesa (variedad 2)

Aflora en la periferia del cuerpo serpentínico en los contactos entre roca ultramáfica-anfibolita esquistosa-esquistos con los intrusivos graníticos y forma cuerpos irregulares concordantes con el rumbo de las rocas de caja (Fig. 2)

La longitud aflorante promedio es de 30 m y el espesor varía entre 10 y 20 m, con pasaje transicional hacia las rocas aledañas (Tabla 1).

Esta roca está integrada por hornblenda verde amarillenta con textura lepidoblástica a decusada alterada a actinolita, epidoto, clorita y carbonatos. Se observaron relictos de hornblenda verde castaña y diópsido que constituyen el hornfels piroxénico de la aureola de contacto. Es un hecho frecuente que las rocas adyacentes a esta zona predominantemente monomineral muestren signos de cizallamiento, venillas de relleno cuarzoso con extinción en mortero e intensa alteración de sus componentes.

Cuerpos graníticos

Son numerosos los cuerpos aplopegmatíticos que intruyen preferentemente a la roca ultramáfica y a las metamorfitas cercanas al contacto con el intrusivo lherzolítico. Constituyen cuerpos irregulares, en general alargados y angostos con variaciones más silíceas que penetran concordantemente en los esquistos. Sus dimensiones aflorantes son variables aunque la mayoría alcanza longitudes que oscilan entre 20 m y 65 m, con potencias también variables entre 10 m y 40 m. El rumbo de estos cuerpos muestra dos direcciones preferenciales: N 30° O y N 30° E, orientaciones que son cercanas a la dirección D1 y a la resultante entre las orientaciones D2 y D3 respectivamente.

Es común observar un pasaje paulatino de la textura pegmatítica hacia una textura aplítica con desarrollo de textura gráfica hacia los contactos con las rocas de caja, los que suelen ser netos con el esquistos y transicionales con la serpentinita. Están integradas

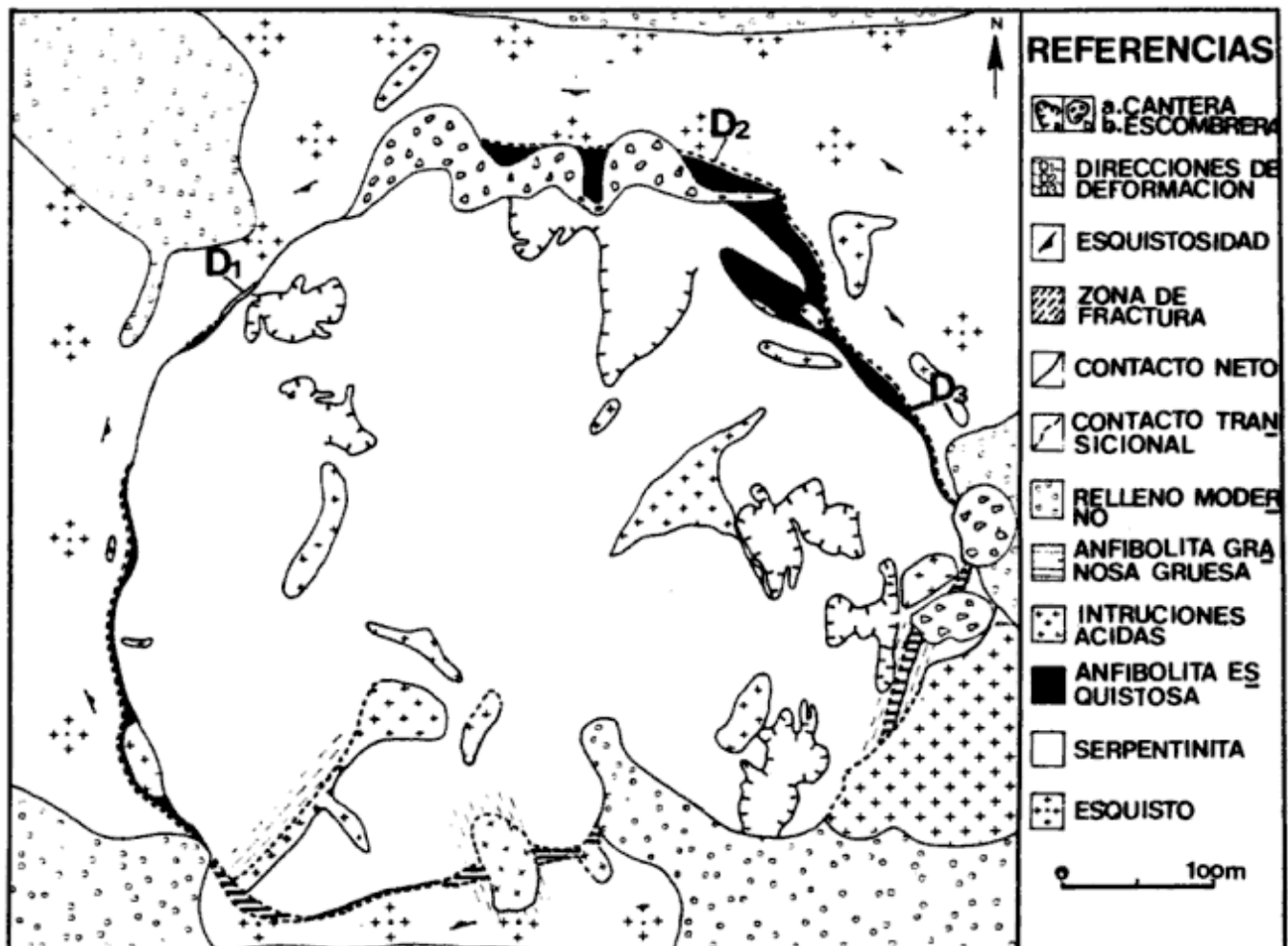


Figura 2: Mapa geológico del cuerpo ultramáfico "Loma Negra", Alta Gracia, Córdoba

por cuarzo, plagioclasa $An_{30\%}$, moscovita y biotita, presentando ocasionalmente granate, berilo y anfíbol verde.

Metasomatismo en la zona de contacto

Los análisis químicos del cuerpo ultrabásico, zona de contacto y esquistos muestran una importante actividad química representada por un metasomatismo cálcico, aluminico, magnesiano y/o férrico, sódico y titanífero (Fig. 4 y Tabla 2). Es factible suponer que este proceso se desarrolló en condiciones de alta temperatura y como respuesta a un intercambio químico entre el intrusivo y los sedimentos aledaños que se estaban metamorfizando originando un hornfels en la aureola de contacto del intrusivo lherzólítico. Esta roca de contacto presenta características mineralógicas, texturales y geoquímicas que la vinculan genéticamente a las rocas espacialmente asociadas. El metamorfismo regional que actuó concomitantemente o en una etapa ligeramente posterior a la sustitución metasomática determinó la formación de una nueva paragénesis estable en las condiciones de la facies de anfíbolita y fue el responsable de originar una anfíbolita esquistosa a partir del hornfels piroxénico.

El *metasomatismo cálcico* aparenta ser una de las sustituciones más importante en la zona de contacto. La introducción de CaO se realizó a expensas de una disminución en el contenido de SiO₂ en la roca de caja (Fig. 5a) y con frecuencia esta variación está acompañada por una remoción de Al₂O₃ (Challis 1965), pero en la aureola de contacto del cuerpo "Loma Negra"

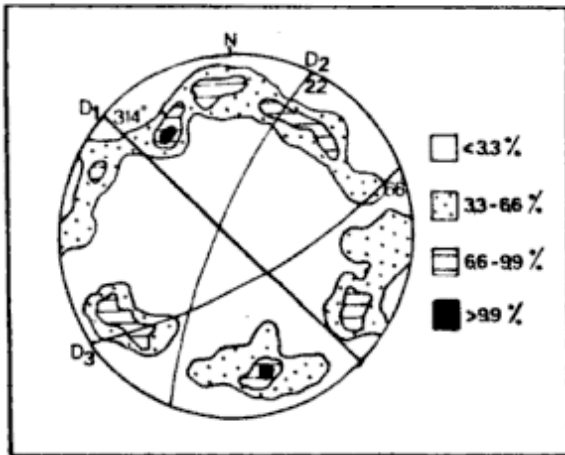


Figura 3: Proyección estereográfica de esquistosidad + foliación del área del cuerpo lherzólítico "Loma Negra". Se indican los porcentajes en distribución y las direcciones resultantes de deformación por plegamiento D₁, D₂ y D₃. Número de datos tomados (n)=50.

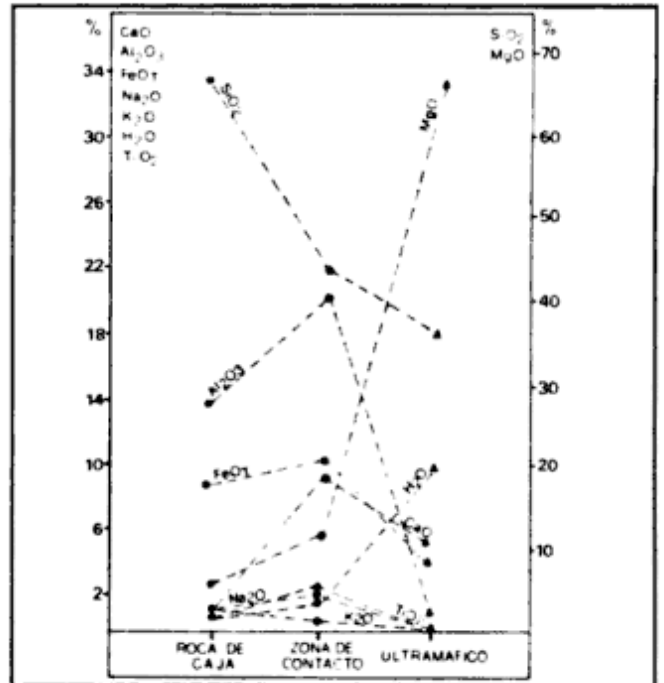


Figura 4: Variación de los óxidos a través del contacto roca ultrabásica-esquisto.

esta relación no se cumple, observándose un fuerte incremento en este óxido (Fig. 5b).

La incorporación del Ca al sistema se puede relacionar al proceso de serpentización de la roca ultrabásica debido a que no se han hallado xenolitos de rocas carbonáticas en la lherzolita, ni efectos de albitización en la plagioclasa de la roca de caja, procesos que involucrarían liberación y/o incorporación de Ca al sistema. Es también descartable la acción de soluciones magmáticas tardías debido a la ausencia de diques o venas del tipo de las rodingitas.

La hipótesis de una liberación de CaO durante la serpentización del ultrabásico está avalada por el alto contenido en este óxido que ilustra el análisis químico promedio de la lherzolita del cuerpo Loma Negra respecto de los otros cuerpos ultrabásicos muestreados del sector centro sur de la Provincia de Córdoba (Tabla 3), óxido que debió haber sido cedido por el clinopiroxeno si se tiene en cuenta la ausencia de plagioclasa relictica y normativa en la lherzolita.

Cabe destacar que las relaciones halladas entre plagioclasa: piroxeno (de 3:1) y entre ortopiroxeno:clinopiroxeno (de 1:0) para la anfíbolita esquistosa normativa indican junto a la escasa participación de Na₂O y alta concentración de Al₂O₃ que el CaO en la zona de contacto se halla concentrado en la plagioclasa, corroborando la composición normativa más cálcica para este silicato respecto de la plagioclasa del esquisto aledaño (Tabla 2).

Finalmente teniendo en cuenta los factores desen-

Porcentaje en peso	1	2	3	4	5
SiO ₂	36,85	44,94	66,73	68,58	58,29
Al ₂ O ₃	0,86	20,58	13,84	6,45	16,22
CaO	5,29	9,50	1,12	9,39	9,19
MgO	33,51	5,86	2,67	7,71	4,25
FeO	3,79	2,65	2,48	3,20	2,90
Fe ₂ O ₃	0,20	7,99	6,25	3,53	3,57
Na ₂ O	0,08	2,10	1,46	0,35	0,38
K ₂ O	0,08	0,41	2,89	0,05	1,72
TiO ₂	0,01	2,69	1,10	0,05	0,80
P ₂ O ₅	0,01	0,18	0,06	0,04	0,12
MnO	0,12	0,20	0,06	0,10	0,17
H ₂ O	10,09	2,30	0,92	0,48	1,59
H ₂ O [*]	0,91	0,10	0,05	0,27	0,24
CO ₂	9,10	-	-	-	-
Total	100,88	99,50	99,63	100,15	99,44
Cr ppm	1357	-	-	500	-
Ni ppm	1241	180	660	700	150
Co ppm	48	30	31	40	-
Au % _{tn}	0,0035	-	-	-	-
Normas CIPW	1	2	3	4	5
Or.	-	2,83	17,23	-	10,01
Ab.	-	17,81	12,04	2,62	3,15
An.	-	45,56	5,56	16,11	37,50
Cn.	1,55	-	-	-	-
Ol.	49,39	-	-	-	-
Di.	38,60	1,90	-	25,17	11,95
Hp.	-	-	9,34	-	11,20
En.	10,46	14,50	-	12,70	-
Mg.	-	8,00	6,24	3,52	3,52
Ilm.	-	5,17	1,01	-	1,52
Qz.	-	2,16	39,66	39,00	23,52

Tabla 2: Análisis químicos y minerales normativos (CIPW) de las rocas a través del contacto roca ultramáfica-esquistos y de las variedades de anfíbolita halladas: 1: roca ultramáfica, 2: anfíbolita esquistosa (variedad 1), 3: esquistos, 4: anfíbolita granosa gruesa (variedad 2), 5: anfíbolita regional. Los análisis químicos fueron realizados en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires mediante gravimetría (SiO₂), titulación (hierro ferroso), absorción atómica (alcalinos, alcalinos térreos, Cr, Ni y Co) y espectrofotometría (Al, Ti, P y Mn)

cadena del metasomatismo serpentínico es posible considerar debido a las orientaciones halladas de los minerales serpentínicos la acción de aguas metamórficas que actuaron como medio de transporte del elemento analizado y sus asociados.

La incorporación de aluminio en la formación de aureolas de contacto es un hecho poco frecuente, no obstante ello su participación en el quimismo de la zona metamórfica estudiada muestra un marcado predominio sobre los demás elementos (Fig. 4). Al igual que el metasomatismo cálcico se desarrolló a expensas de un descenso en el contenido de SiO_2 en la roca de caja (Fig. 5b) la cual no muestra variaciones en la proporción de Al_2O_3 hacia la zona de contacto. Este proceso tuvo lugar como respuesta a la recristalización y serpentinización de la roca ultrabásica, que tiene ligeramente mayores a altas concentraciones en Al_2O_3 respecto de los cuerpos cercanos de los distritos centro sur de la provincia, aunque su proporción es ligeramente menor a las citadas por Green (1967) para las ultramáficas de Mt. Albert, Lizard y Red Hills, que son típicos ejemplos de intrusiones a alta temperatura formadoras de aureolas metamórficas (Tabla 3). Otras fuentes de proveniencia de la alúmina se descartan por similares apreciaciones a las efectuadas en referencia al metasomatismo cálcico.

Es factible considerar para el magma que intruyó en la comarca un alto contenido en Al_2O_3 en condiciones de alta presión que permitieron la coexistencia de ortopiroxeno y clinopiroxeno en la roca ígnea (Tabla 2). Esta característica en el sistema químico inicial promueve de acuerdo con Green (1967) que ante pequeñas variaciones de presión y/o temperatura se produzca una recristalización de los piroxenos y se modifique la solubilidad de la alúmina contenida en ellos; de manera que a altas pero constantes temperaturas un descenso en la presión proporciona un incremento en la solubilidad del óxido liberándose de la estructura de los inosilicatos para migrar y metasomatizar a la roca adyacente. Esta relación también se cumple con el descenso en la temperatura ante condiciones de alta y constante presión debido a la interacción entre presión-temperatura-concentración y solubilidad, factores físicos que pudieron estar controlados por la tectónica de plegamiento imperante.

La presencia de un *metasomatismo magnesiano* es evidente, si bien su desarrollo no tuvo un rol primordial en la formación de la zona de contacto (Fig. 5). El contenido promedio de MgO en la roca de caja es de 2,6% mientras que en la aureola metamórfica es de 5,86%, lo que significa una relación de 1:2 para la variación del óxido a través del contacto. Esta sustitución también afectó a la roca ultramáfica originan-

Tabla 3: Composición química de peridotitas de alta temperatura e intrusiones ultrabásicas de los distritos Cerro San Lorenzo, Athos Pampa y Alta Gracia de la Provincia de Córdoba, Argentina. Los análisis químicos presentados de las ultrabásitas de la provincia de Córdoba corresponden a valores medios obtenidos sobre un promedio de 5 muestras analizadas. Los análisis químicos correspondientes a rocas ultrabásicas extranjeras han sido tomados de Green 1967.

Porcentaje en peso	Provincia de Córdoba - Argentina					Inglaterra	Venezuela	Canadá	Nva.Zelanda
	Distrito					Cornwall	Venezuela	Quebec	Dun Mountain
	Alta Gracia		Athos Pampa		Co. San Lorenzo				
	Loma Negra	Sta. Rosa	La Fulana	La Bélgica	12 de Noviembre	Lizard	Tinaguillo	Mt. Albert	Red Hill
SiO_2	34,90	32,95	39,62	39,68	37,79	44,77	43,91	43,40	39,80
Al_2O_3	1,32	0,83	0,56	0,74	0,64	4,16	2,65	1,76	2,92
CaO	6,92	0,50	0,30	0,25	0,23	2,42	2,02	2,45	0,19
MgO	34,95	36,40	35,22	34,67	39,62	39,22	42,01	43,15	38,10
FeO_T	5,92	7,60	8,20	7,47	6,30	8,21	8,67	8,35	5,56
Na_2O	0,08	0,10	0,05	0,05	0,21	0,22	0,13	0,19	0,06
K_2O	0,08	0,01	0,05	0,05	0,03	0,05	-	0,03	0,07
TiO_2	0,01	-	0,03	0,03	0,03	0,19	0,06	-	-

do prismas de antofilita a expensas del ortopiroxeno, episodio que fue vinculado por la autora en un trabajo previo al proceso de serpentización (Mutti 1982).

De acuerdo con Challis (1965) el metasomatismo magnesiano asociado a los contactos de cuerpos ultrabásicos se puede vincular a la sustitución serpentínica volumen a volumen de los componentes ultrabásicos.

El metasomatismo ferroso-férrico y sódico se puede considerar relativamente subordinado frente a las movilizaciones antes descritas debido a que la variación en los contenidos de FeO_T y Na_2O a través del contacto no alcanzan a la proporción 1:2 (Fig. 5a, b, c y d). Se señala que a diferencia de otros cuerpos ultrabásicos similares el cuerpo lherzolítico "Loma Negra" tiene bajas proporciones en estos óxidos, con sus valores cercanos al 4% en FeO_T y al 0,08% en Na_2O (Tabla 2 y 3).

Finalmente en referencia al metasomatismo titanífero la distribución del TiO_2 en la zona de contacto muestra una proporción desde la roca ultramáfica hasta el esquistos variable de 1:300:100 (fig. 5e). Esta variación genera el interrogante acerca de la fuente de proveniencia del titanio ya que el ultrabásico es deficiente en este elemento y es poco probable que su fuente de aporte sea el esquistos de la roca de caja.

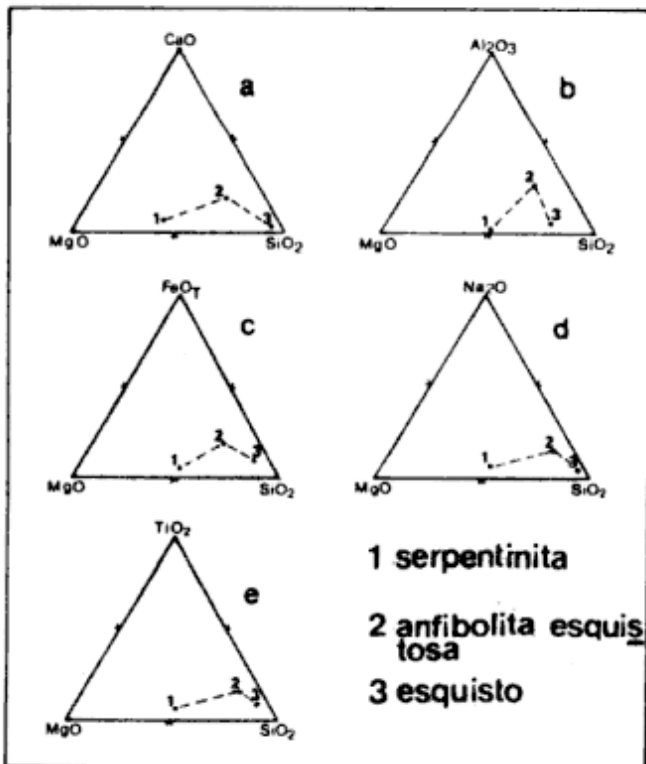


Figura 5: Diagramas triangulares CaO , Al_2O_3 , $\text{FeO}_T=(\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3)$, Na_2O , TiO_2 - SiO_2 - MgO , con indicación de trenes de diferenciación metasomática.

Hidrotermalismo sobreimpuesto

La redistribución de los elementos bajo condiciones hidrotermales entre la serpentinita, anfibolita esquistosa y las aplopegmatitas ácidas produjo asociaciones minerales distintivas en la zona de contacto, formándose por tal motivo una anfibolita granosa gruesa en la que se reconocen dos paragénesis: una de alta temperatura representada por hornblenda verde amarillenta junto a actinolita y otra de baja temperatura con epidoto, zoicita, clorita y carbonatos. Efectos similares a la diferenciación metamórfica hallada se observaron en el área entre cuerpos aplíticos de composición tonalítica y la serpentinita (Mutti 1982).

Los análisis químicos de la anfibolita granosa gruesa indican los mayores contenidos en SiO_2 y MgO en relación a las otras variedades de anfibolitas halladas en el área (Tabla 2), hecho que también se ilustra por el alto contenido en cuarzo normativo en los minerales máficos magnesianos determinados (Tabla 2). La sílice y el magnesio que caracterizan el quimismo de la asociación aplopegmatita-roca básica a ultrabásica respectivamente pudieron haber migrado favorecidos por la circulación en la zona de contacto de soluciones acuosas junto con otros elementos como el Cr, Ni y Co, cuyas proporciones si bien son bajas muestran una marcada concentración respecto de las otras variedades de anfibolitas analizadas para el área. Estas soluciones acuosas provocaron probablemente la lixiviación de los elementos alcalinos de la zona de contacto empobreciendo a la roca preexistente en Na_2O y K_2O (Tabla 2).

Condiciones físicas de formación de la zona de contacto y esquema evolutivo

La paragénesis que caracteriza al cuerpo ultramáfico "Loma Negra" y su relación textural indican siguiendo la teoría de Thayer (1960) la intrusión de un magma peridotítico compuesto por cristales cumulares de olivina lubricados por un líquido magmático básico intersticial. La asociación hallada de olivina+enstatita+diópsido+espinelo corresponde a una reacción cuyo campo de estabilidad de acuerdo con O'Hara (1976) pertenece a la facies de lherzolita espinélica y es considerada estable en el rango de presión y temperatura comprendido entre los 25 kb a 5 kb y 1.500°C a 875°C respectivamente. A estas temperaturas, del orden de 1.000°C se considera a las peridotitas rocas completamente cristalinas y factibles de desarrollar fácilmente movilidad debido a una recrystalización y deformación plástica, condiciones

de cristalización que se asocian al inicio del evento compresivo que determinó la deformación observada en los silicatos y las estructuras de plegamiento regionales reconocidas en el área (asociadas a la fase D1).

De la correlación de las facies definidas para rocas ultrabásicas-básicas por O'Hara (1976) y para rocas pelíticas y psamíticas por Turner *et al.* (1958) surge que la facies de lherzolita espinélica se asocia con la facies de granulita; pese a ello en el área no se hallaron metamorfitas aledañas que representen tales condiciones de formación, perteneciendo el primer evento metamórfico registrado a la facies de anfibolita. Estas diferencias en el gradiente térmico y de presión entre la peridotita y los sedimentos aledaños que se estaban metamorfizando determinaron la mayor movilidad de la roca ultrabásica, pudiendo intruir en estado sólido y desencadenar un metamorfismo de contacto entre el cuerpo ultrabásico y su roca de caja. Como consecuencia de ello se originó un hornfels piroxénico a partir de la recristalización de la roca adyacente y de su sustitución metasomática favorecida por la serpentización de la lherzolita y en un rango de temperatura y de presión comprendido entre los 1.300 °C a 720 °C y 8kb a 0kb respectivamente de acuerdo a las apreciaciones efectuadas por O'Hara (1976). Las condiciones reinantes de la facies de anfibolita determinaron el restablecimiento del equilibrio físico-químico mediante la generación de una nueva paragénesis (hornblenda verde amarillenta, plagioclasa An_{20%-30%}, epidoto, apatita, granate y titanita) más estable ante las condiciones imperantes. Finalmente la acción de un hidrotermalismo causó la redistribución de los elementos en la zona de contacto entre la roca ultrabásica, la anfibolita esquistosa y los cuerpos aplopegatíticos generando una diferenciación metamórfica que determinó una asociación de alta temperatura con hornblenda verde amarillenta + actinolita y una asociación de baja temperatura integrada por epidoto + clorita + carbonatos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cosentino, J. y Mutti, D., 1982. Intrusiones ultrabásicas en la Sierra de Córdoba - Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 16:61-69.
- Challis, G.A., 1965. High temperature Contact Metamorphism at Red Hills Ultramafic Intrusions, Wairau Valley, New Zealand. *Journal of Petrology*, 6 (3): 395-419.
- Dalla Salda, L.H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (1-2): 38-52.
- Gordillo, E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 577-650. Córdoba.
- Green, D.H., 1967. High temperature peridotite intrusions. En *Ultramafic and related rocks*. Ed. Wyllie and Sons, 212-221. Londres.
- Mutti, D.J., 1982. Contribución al conocimiento del cuerpo ultrabásico Loma Negra, Alta Gracia, Córdoba. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 13 (3-4): 49-61.
- Mutti, D.J., 1988. Estudio geológico del Complejo Gabro-Peridotítico del área de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. Trabajo inédito. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires. 189 páginas. (inédita).
- O'Hara, M.J., 1976. Mineral Facies in ultrabasic rocks. En: *Ultramafic and Related rocks*. Ed. Wyllie and Sons, 7-18. Londres.
- Thayer, T.P., 1960. Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complexes. 21 Congreso Internacional de Geología, 13: 247-259. Copenhage.
- Turner, F., Fyfe, W. y Verhoogen, J., 1958. Metamorphic reactions and Metamorphic facies. *Geological Society American Memoires*, 73: 259-265.

Recibido: 28 de febrero, 1990

Aceptado: 6 de agosto, 1992

Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires

E. A. ROSSELLO^{1,2} y A. C. MASSABIE¹

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Tectonic characterization of the mesoscopic kinking from the Sierras Australes of Buenos Aires.* Mesoscopic kinking formed in cleaved rocks of the Hinojo, Providencia, Lolén and Sauce Grande Formations and mylonitic bands within basement rocks are described. Angular relationships between the obtuse bisectors in conjugate compressive kink fold sets and the planar anisotropy (cleavage) are related to lithology and geographical location. The deduced compressive field has plunges at 10° towards 330° and has a σ_1 nearly parallel to the preexisting penetrative anisotropy (cleavage). The kinking is associated with a later brittle deformation stage developed on the SW margin of the La Plata Craton during the last events of NW convergence of the Hercynian Orogeny.

Introducción

La presencia de bandas kink, en el sentido de Anderson (1964), fue indicada por Llambías y Prozzi (1975), dentro de las formaciones Trocadero, del Grupo Curamalal (Silúrico), Lolén, del Grupo Ventana (Devónico) y Sauce Grande, del Grupo Pillaahuincó (Carbónico-Pérmico). Posteriormente, Rossello y Massabie (1981) y Massabie y Rossello (1985), estudian con detalle las existentes en un excelente afloramiento de la Fm. Sauce Grande, al sur del empalme de las rutas provinciales n° 76 y 72. Pérez Mazas (1987), describe otras mesoestructuras en afloramientos de la Fm. Sauce Grande, próximos a Sierra de la Ventana.

En el presente trabajo se estudian las relaciones geométricas entre la disposición de sistemas conjugados de juegos bandas kink de contracción (Ramsay y Huber 1987), con la posición de la anisotropía planar afectada, observadas en diferentes afloramientos claves de las formaciones Lolén, Sauce Grande, Hinojo y Providencia. Muy ocasionalmente, se estudiaron juegos aislados, de uno u otro tipo de desplazamiento, en fajas miloníticas del basamento.

Se ofrece además, la interpretación de su significación dentro del contexto geotectónico mayor responsable de la estructuración principal de las Sierras Australes.

En este sentido, las evidencias microtectónicas proporcionadas por diferentes indicadores cinemáticos: relaciones de clivajes S/C, lineaciones de estiramiento, etc. (en el sentido de Berthé *et al.* 1979, Simpson y Schmid 1983 y Cobbold y Gapais 1987),

observables dentro de formaciones con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo que no supera los niveles más bajos de esquistos verdes (Cobbold *et al.* 1986, 1988a y 1989), permitieron determinar que la faja plegada de las Sierras Australes ha sufrido durante su evolución tectónica cizallamientos sobre dos componentes: i) transcurrentes dextrógiras subparalelas al rumbo general, y ii) sobrecorrimientos hacia el NE.

Este modelo geotectónico regional resulta de la convergencia oblicua dentro de un marco transpresivo (en el sentido de Sanderson y Marchini 1984), sobre el margen SO del Craton La Plata durante la orogenia hercínica (Fig. 1).

Litologías involucradas en el kinking

Las litologías afectadas por el kinking mesoscópico pertenecen, según la nomenclatura estratigráfica de Harrington (1947), a las siguientes formaciones:

a) La Fm. Hinojo, integrada por areniscas cuarcíticas grises, de grano fino a mediano, intercaladas con esquistos areno-arcillosos, hasta francamente arcilloso-sericíticos. En estas últimas, pueden reconocerse lineaciones de estiramiento que indican movimientos transcurrentes dextrales y cabalgantes hacia el NE (Cobbold *et al.* 1986 y 1988b).

b) La Fm. Providencia, compuesta por: i) un Miembro inferior de areniscas esquistosas rojizas de grano fino, y ii) un Miembro superior de areniscas cuarcíticas compactas, con intercalaciones de esquistos arcillosos y filitas. Las bandas kink aparecen dentro de ambos

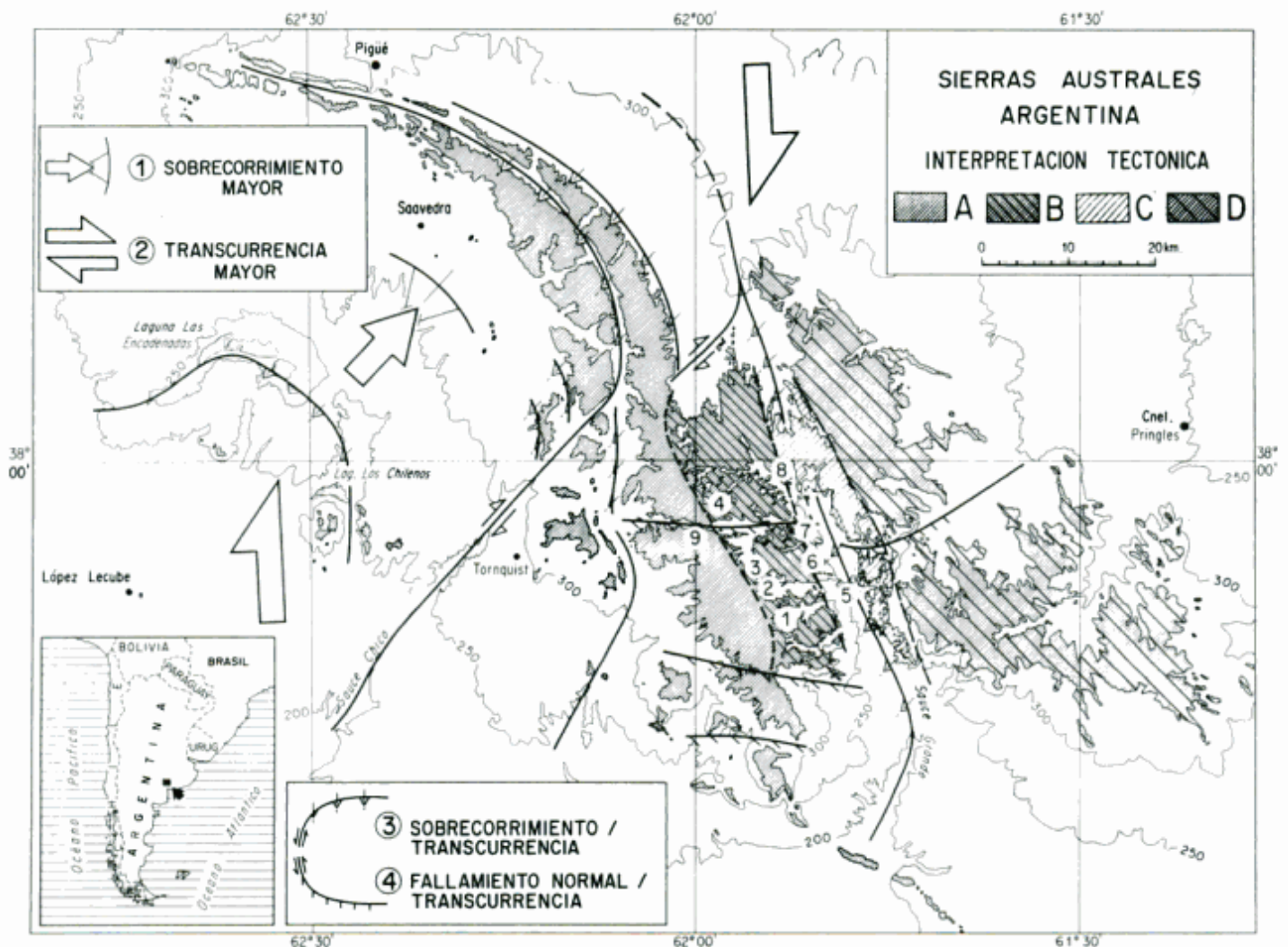


Figura 1: Interpretación tectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires (tomada de Cobbold *et al.* 1986) y localización de los afloramientos con kinking estudiados. El área identificada con A, corresponde al basamento eruptivo, Grupo Curamalal y a las Formaciones Bravard, Napostá y Providencia; con B, se identifica a la Formación Lolén; con C, a la Formación Sauce Grande y con D, a las Formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas del Grupo Pillahuincó. Localidades estudiadas: 1, Camino a Las Piletas; 2, Cerro Colorado; 3, Club Hotel Ventana; 4, Parque Provincial Tornquist; 5, Sierra de la Ventana; 6, Cerro La Vigilancia; 7, El Planchón del empalme de rutas provinciales 72 y 76; 8, Cerro Mambacher; y 9, Abra de la Ventana. En los recuadros, el 1, indica la dirección de convergencia oblicua; el 2, sentido regional de la transcurrencia; el 3, estructuras transpresivas; y el 4, estructuras transtensivas.

miembros, en flancos invertidos de pliegues con milonización porfiroclástica (Massabie *et al.* 1986).

c) La Fm. Lolén, constituida por metaareniscas micáceas esquistosas castaño-amarillentas, con intercalaciones de filitas y pizarras, y pasajes a grauvacas gruesas y finos conglomerados. En esta unidad se observan bandas kink de diseño irregular de 5 a 7 cm de potencia y desarrollos de hasta 2 m, con planos kink irregulares y frecuentes desplazamientos según el clivaje. Además, esta Formación desarrolla un conspicuo diaclasamiento mayor de escala hectométrica que permite reconocer dos juegos principales con disposición homóloga a los juegos kink bands: N 30° E y N 80° E (Massabie y Rossello 1984).

d) La Fm. Sauce Grande, integrada por metapammitas diamictíticas esquistosas oscuras con ma-

triz areno-pelítica e intercalaciones de bancos cuarcíticos y conglomerádicos. Los sentidos de desplazamiento dextrógiros están remarcados por la geometría levemente asimétrica del combamiento del clivaje y de la generación de sombras de presión en torno a los clastos de la diamictita. Esta formación observa la mayor frecuencia de bandas kink de diseño lenticular de 2 a 8 cm de potencia y planos kink netos con desarrollos de hasta 5 m.

e) El basamento está representado por plutonitas graníticas de grano mediano a grueso en la cantera Agua Blanca y en el Cerro Pan de Azúcar por granitos, filonitas y metamorfitas muy deformadas. Estos afloramientos muestran bandas kink escasas desarrolladas en zonas donde el cizallamiento ha desarrollado una importante anisotropía planar. La tempe-

ratura de deformación en estas rocas está determinada en unos 300°C por la asociación de neominerales de sericita, muscovita y albita (Cobbold *et al.* 1988).

Como característica común a todas las litologías mencionadas portadoras de bandas kink es la omnipresencia de una anisotropía planar preexistente (Anderson 1964). En las rocas de origen sedimentario esta planaridad está puesta de manifiesto por el clivaje de plano axial NO-SE y planos de cizallamiento transcurrentes y cabalgantes, que se acentúan mucho más en los flancos invertidos de pliegues, con vergencia al NE (Massabie *et al.* 1986).

Significado tectónico del kinking

Las bandas kink poseen gran valor microtectónico al demostrar relaciones temporoespaciales claras con el campo de esfuerzo actuante (Clifford 1969). Representan el epílogo de una deformación bajo condiciones relativamente frágiles y dentro de un nivel estructural alto (Ramsay 1967). Además, dado que las deformaciones que ellas representan son muy pequeñas (de la magnitud de una deformación elástica), pueden dar excelentes resultados en los análisis de esfuerzos (Weiss 1969).

Dentro de sistemas de bandas kink conjugadas según una simetría ortorrómbica (Anderson 1969), se puede ubicar al esfuerzo principal máximo " σ_1 " en coincidencia con la bisectriz del ángulo obtuso formado por los dos juegos (Gay y Weiss 1974). El esfuerzo principal mínimo " σ_3 " se localiza en la posición de la bisectriz aguda y el esfuerzo principal intermedio " σ_2 " ocupa la intersección de ambos juegos conjugados.

A partir de experiencias con pizarras naturales o paquetes multilaminados, Patterson y Weiss (1966), Donath (1969) y Gay y Weiss (1974), señalan el desarrollo de sistemas conjugados simétricos (Johnson 1977), de bandas kink levógiros y dextrógiros en los casos que " σ_1 " forma un ángulo comprendido entre 0 y 5° con respecto a la anisotropía planar afectada (AP). Además, indican que el " σ_1 " ocupa la posición de la bisectriz obtusa del sistema ortorrómbico (BO), pero a medida que el " σ_1 " se aparta de esta situación, pasa a predominar uno de los juegos de kink sobre el otro. De esta manera, Donath (*op. cit.*), logró en pizarras el desarrollo experimental de un solo juego de bandas kink cuando la anisotropía planar estaba orientada a 15° con respecto al esfuerzo principal máximo σ_1 .

Williams (1987), considera la generación de bandas kink dentro de sectores con esfuerzos compresivos locales diferenciales en zonas cizallantes debido a

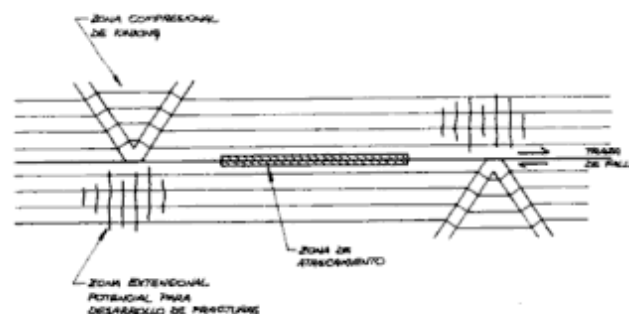


Figura 2: Esquema representativo de las relaciones entre mesoestructuras compresivas (bandas kink) y distensivas (grietas), adyacentes a una fractura con desplazamientos atascados (*stick slip*), tomado de Williams (1987)

pequeñas variaciones de deformación (acortamientos-estiramientos), a lo largo de los planos de cizallamiento (Platt y Leggett 1986) (Fig. 2). Los estudios experimentales de Hall y Rutter (1984), determinaron que el cizallamiento simple bajo condiciones de desplazamientos atascados (*stick slip*), conducen a la formación de kinking asimétricos. Al respecto, Johnson (1977), opina que este tipo de bandas kink puede producirse por una combinación de estadios separados de esfuerzos subparalelos a las capas en condiciones de cizallamiento simple bajo la influencia de deformación uniforme. Los trabajos de Hanmer (1982), Wallace y Clifford (1983) y Anderson (1968), otorgan diversos ejemplos de campo de kinking dextrógiro en regímenes cizallantes levógiros.

Finalmente, Murphy (1988) considera a juegos kink bands con diferentes orientaciones, desarrollados en condiciones compresivas vinculadas al plegamiento, aunque observa posteriores cizallamientos.

Observaciones estructurales

En términos regionales, el kinking observado presenta disposiciones espaciales equivalentes a partir del rumbo de las anisotropías planares afectadas: clivaje de plano axial y bandas de cizallamientos. Lamentablemente, por la disposición subvertical de los planos kink no fue posible, en muchos casos de afloramientos horizontales, obtener el valor de su inclinación.

El estudio estadístico de la posición de las bandas kink y de la bisectriz obtusa calculada de sistemas conjugados (asumida como la posición del " σ_1 " responsable de su formación), permite establecer las observaciones siguientes:

a) El kinking mesoscópico estudiado en nueve afloramientos, a lo largo de la faja plegada (Fig. 1), presenta disposiciones espaciales semejantes que permiten atribuirle un origen común debido a esfuerzos compresivos " σ_1 " emplazados aproximadamente NO-

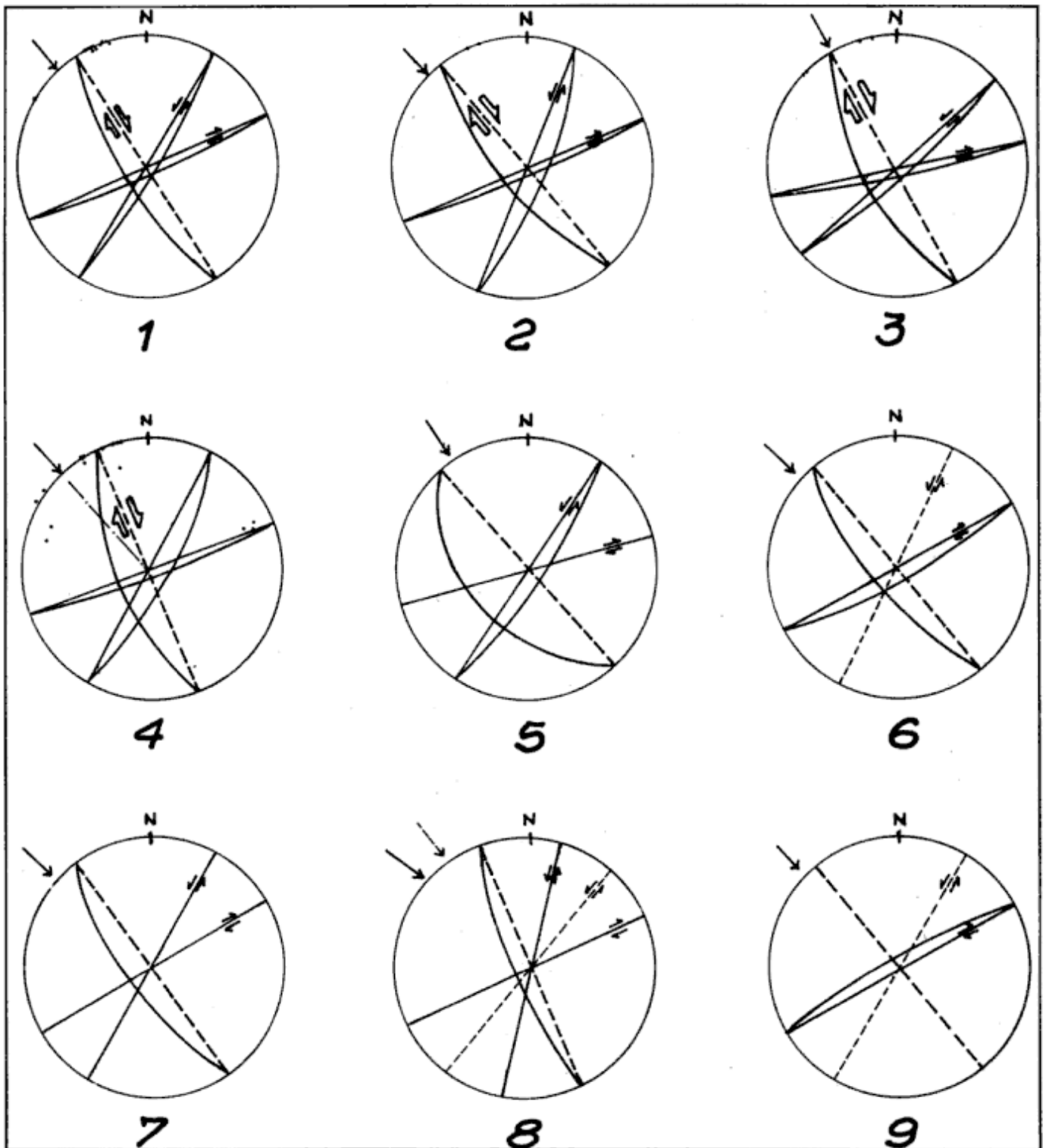


Figura 3: Representaciones estereográficas (hemisferio inferior) de los juegos de bandas kink levóginas y dextróginas con respecto a la posición de la anisotropía planar afectada (líneas discontinuas). Las flechas indican la posición de las bisectrices obtusas del sistema conjugado (BO). La numeración que identifica a los estereogramas, corresponde con la localización de los afloramientos de la Figura 1 (1, Camino a Las Piletas; 2, Cerro Colorado; 3, Club Hotel Ventana; 4, Parque Provincial Tornquist; 5, Sierra de la Ventana; 6, Cerro La Vigilancia; 7, El Planchón del empalme de rutas provinciales 72 y 76; 8, Cerro Mambacher; y 9, Abra de la Ventana)

SE y controlado por la disposición regional de la planaridad afectada.

b) Localmente, se observan ligeras variaciones a la simetría ortorrómbica (en el sentido de Dewey 1965). Estos cambios se deben a que determinados juegos levógiros y dextrógiros conjugados observan relaciones angulares con pequeñas variaciones entre la orientación de la bisectriz obtusa (BO) y la anisotropía planar afectada (AP). Por otro lado, la abundancia relativa dispar de uno u otro juego kink, también contribuye a la generación de sistemas conjugados ligeramente anisótropos. De esta manera, se determinan sistemas conjugados asimétricos con ejes de pliegues kink que cruzan levemente la anisotropía (tipo E, Ramsay y Huber, 1987). En la Fig. 3, se representan los principales sistemas ortorrómbicos obtenidos, a partir de unos 250 juegos kink.

c) Los sistemas conjugados de bandas kink desarrollados dentro de la Fm. Lolén, exhiben una BO que forma por su rotación con respecto a la posición del clivaje, un ángulo de 10° , en sentido antihorario. De sur a norte, se observa un ligero incremento de los valores de su buzamiento que cambian de 0° a 15° . Por el contrario, el ángulo obtuso del sistema conjugado tiende a disminuir, en esa misma dirección. Por otro lado, los juegos kink observan disposiciones especialmente homologables con los conspicuos diaclasamientos mayores.

d) Las bandas kink generadas dentro de la Fm. Sauce Grande, observan relaciones angulares de BO/AP, que varían notablemente desde 4° en sentido horario, en el sur, hasta 15° antihorarios, hacia el norte.

e) Las escasas bandas kink relevadas en la Fm. Providencia observan relaciones de BO/AP del orden de 5° , en sentido antihorario.

f) En las formaciones Lolén, Sauce Grande y Providencia son proporcionalmente más abundantes (aproximadamente 2 a 1) los juegos kink dextrógiros que los levógiros. Ocurre lo contrario, en localidades con influencias sobreimpuestas de contactos formacionales o fallamientos, como en el caso del afloramiento próximo al empalme de las rutas N° 72 y 76. Aquí Rossello y Massabie (1981), determinan un 72% de levógiros sobre un 18% de dextrógiros.

g) En la Fm. Sauce Grande, se ha podido comprobar que la deformación finita provocada exclusivamente por esta mesoestructura es de importancia muy subordinada. En este sentido, Massabie y Rossello (1985), calculan a partir de simples relaciones geométricas un acortamiento del 4% sobre la dirección horizontal paralela al clivaje de plano axial. Esta deformación es bien inferior al aplastamiento durante el plegamiento del orden del 40% calculado por Rossello y Massabie

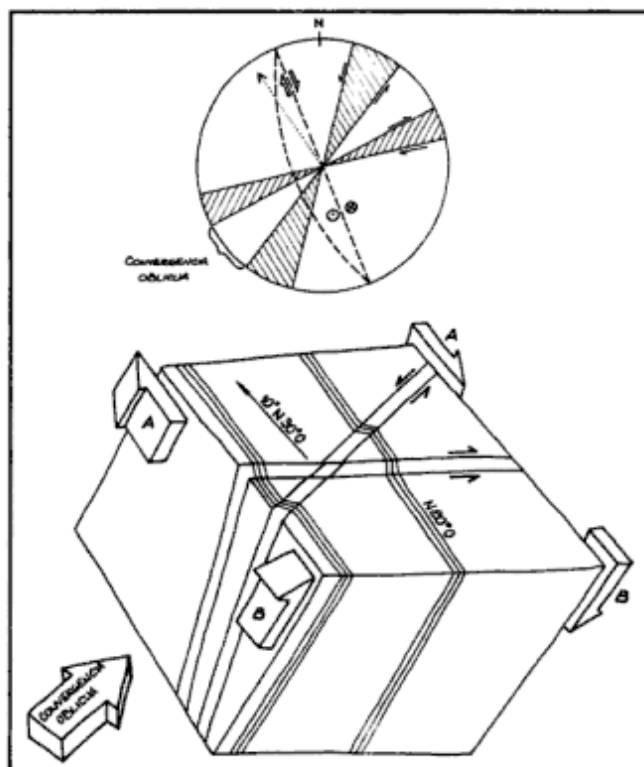


Figura 4: Diagrama tridimensional que muestra las relaciones espaciales entre las bandas kink y las anisotropías planares, dentro de un campo de deformativo transcurriente dextral (flechas A) y cabalgante (flechas B). La posición de la bisectriz obtusa (coincidente con el σ_1), es levemente buzante hacia el NO (10° según N 30° O). En el estereograma se esquematiza la posición de la convergencia oblicua coincidente con la bisectriz aguda determinada por las zonas de mayor frecuencia de las bandas kink levógiros y dextrógiros. En líneas discontinuas, se identifica la posición media de la anisotropía planar afectada y con línea de puntos la posición de la bisectriz obtusa (BO).

(1985) y Pérez Mazas (1987), siguiendo el método del análisis geométrico del comportamiento del clivaje en torno a los clastos de las diamictitas (Borradaile 1981). Esto expresa el escaso valor como proceso de deformativo regional que tiene el kinking en la evolución tectónica de la faja plegada, ya que sólo evidencia un reajuste póstumo en condiciones más frágiles (Fig. 5).

Caracterización tectónica del kinking

A continuación, se considera desde el punto de vista cinemático y temporal, la participación del kinking mesoscópico estudiado en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires.

Evaluación cinemática

Rossello y Massabie (1981) y Massabie *et al.* (1986)

indicaron, a partir de las relaciones espaciales de los sistemas conjugados de juegos kink en la Fm. Sauce Grande y en función de los antecedentes del que fuera responsable del plegamiento regional de la comarca. Así fue sugerida la posibilidad de la acción de un campo de esfuerzos deformativos póstumo con respecto al principal, pero orientado con su " σ_1 " (NE-SO) perpendicular al anterior. En el presente estudio, que abarca de modo regional al kinking mesoscópico de la faja plegada de las Sierras Australes, pueden realizarse las siguientes evaluaciones:

a) En general, el kinking estudiado permite construir sistemas conjugados compresivos que muestran una fuerte dependencia de su disposición espacial con respecto a la anisotropía planar regional de la faja plegada. La relación angular entre la BO y la AP se mantiene entre 0° y 15° a lo largo de toda la faja plegada.

b) Los sistemas conjugados indican, de acuerdo con los antecedentes experimentales mencionados (Gay y Weiss, 1974), la posición de un " σ_1 " subhorizontal ubicado entre $N 30^\circ$ a $40^\circ O$. Por lo tanto, su desarrollo puede explicarse, de acuerdo con Williams (1987), a partir de esfuerzos locales, producidos en sectores diferencialmente compresivos dentro de cizallamientos subparalelos al rumbo de las formaciones con anisotropías planares preexistentes.

c) Los valores angulares diferentes entre la BO y las AP, hallados en las formaciones Lolén y Sauce Grande, indicarían una influencia del comportamiento

reológico diferente de las rocas afectadas. En este sentido, las formaciones Lolén y Trocadero (psamíticas), más frágiles, observan ángulos próximos a 10° y la Fm. Sauce Grande, más dúctil (pelítica), presenta ángulos menores que llegan, en algunos casos, a 0° .

d) Se interpreta que la generación de sistemas conjugados levemente asimétricos se debe al desarrollo preferencial de juegos con posiciones espaciales más favorables dentro del cizallamiento transcurrente contenido en el clivaje regional, véase esquema de la Fig. 4. Los juegos dextrógiros evidenciarían estructuras antitéticas (Johnson 1977), que podrían haber funcionado como compensadoras (Courrioux *et al.* 1986), de una acción cizallante regional póstuma y de sentido senestral.

e) También, sobre la particular distribución regional del kinking mesoscópico, se puede sugerir la posibilidad de que: i) el sector septentrional e interno del arco orogénico (con escasez o ausencia de kinking y caracterizado por un predominio de estructuración por corrimientos), sea mecánicamente menos favorable que, ii) el sector austral (con kinking y desarrollo de cizallamiento transcurrente dextrógiro) (Fig. 1). También merece mencionarse la pobreza de manifestaciones en el resto de las formaciones más jóvenes y menos deformadas del Grupo Pillahuincó (Japas 1986).

f) Esta deformación tardía se podría vincular a la generación del diaclasamiento conspicuo de la Fm. Lolén (Massabie y Rossello 1984). Quizá, sobre la base de la distribución diferencial de las bandas kink en toda la comarca, conjuntamente con sus relaciones con otras mesoestructuras como el clivaje, se podría contribuir a la identificación sectorizada de los mecanismos actuantes durante el epílogo de la deformación de las Sierras Australes.

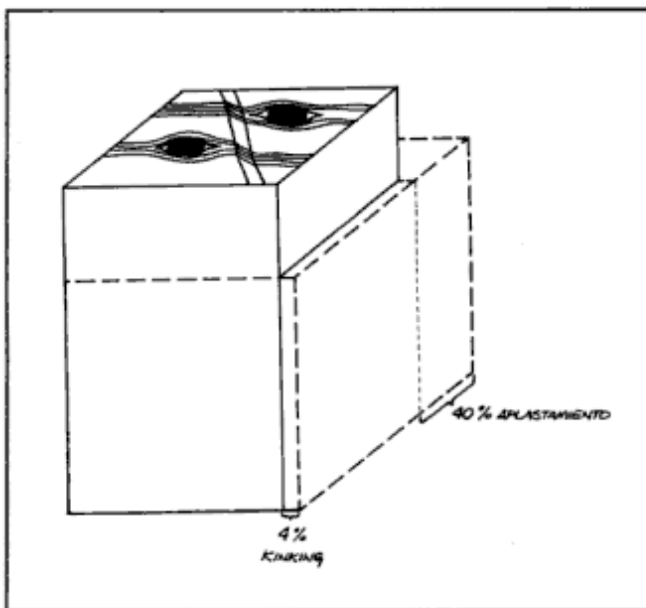


Figura 5: Block diagrama esquemático de la Formación Sauce Grande que muestra las modificaciones geométricas relativas sufridas por el aplastamiento vinculado al plegamiento mayor y por el kinking.

Acotación temporal y tectónica

La determinación de la edad del evento mayor generador de la faja plegada de las Sierras Australes está ampliamente acotada entre la edad de las rocas afectadas (Silúrico al Pérmico inferior, según Harrington 1947) y los conglomerados miocenos constituidos por clastos de las litologías anteriores deformadas. Con respecto al límite inferior, Massabie y Rossello (1984), discuten la posibilidad de que la discordancia pre Formación Sauce Grande, tenga también un carácter de discontinuidad tectónica.

El límite superior es aún menos definido, aunque fue siempre supuesto que no debe superar el Mesozoico. Cabe recordar que Massabie *et al.* (1986), al analizar las relaciones temporo-espaciales entre las distintas

estructuras tectónicas caracterizadas en el sector del Abra de la Ventana, establecen para el kinking una posición tardía, post Carbónico superior-pre Mioceno. Está asociado por razones genéticas con el episodio de fallamiento transversal transtensivo, en el sentido dado a estas estructuras por Cobbold *et al.* (1986).

Dentro de este panorama temporal tan amplio, el kinking representa los acontecimientos deformativos más modernos, ya que afectan una planaridad preexistente generada por el aplastamiento y deformación penetrativa cizallante del plegamiento principal. Por otro lado, no se han observado otras estructuras que los afecten, que no sean diaclasamientos muy subordinados y ligados a un proceso de erosión reciente.

De acuerdo con la descomposición vectorial de la dirección de convergencia oblicua hercínica, determinaron en el margen suroccidental del Cratón La Plata (Cobbold *et al.* 1966), se reconocen dos componentes principales: 1) transcurrente dextrógira subparalela al clivaje y 2) cabalgante del SO al NE. No obstante, la posición espacial del " σ_1 " hallado a partir de sistemas conjugados de la mayoría de los afloramientos no sería compatible, en términos geométricos, con la distribución de esfuerzos en una zona cizallante dextral (Ramsay y Huber 1983). De esta manera, se pueden sugerir dos posibilidades: i) que el kinking resultante sea el producto de fenómenos locales que afectan la geometría ideal de un cizallamiento transcurrente dextral. Así, el incremento del buzamiento de la BO hacia el norte a medida que se aproxima a la región transcurrida del arco de las sierras (Cobbold *et al.* 1988), puede manifestar una cierta relación de las anisotropías preexistentes. ii) También, se puede considerar que el kinking fue generado directamente por la acción de un evento deformativo tardío local, pero de movimiento relativo senestral. Este pudo haber tenido lugar, hacia las postrimerías de la evolución tectónica de las Sierras Australes. Así, la deformación dextral responsable del desarrollo de las anisotropías planares (clivaje, bandas de cizallamiento), disminuyó de intensidad y perdió su carácter dúctil. De esta manera, pudo dar paso a la generación de rotaciones de bloques "en dominó" (en el sentido de Nicholson *et al.* 1986 y Cobbold *et al.* 1988). Estas rotaciones pudieron verse facilitadas a partir del funcionamiento de fallamientos transcurrentes senestrales, puestos topográficamente de manifiesto en las abras de la Ventana, Rivera y de los Vascos (Amos y Urien 1968 y Massabie *et al.* 1986) (Fig. 6).

Una tercera alternativa también podría plantearse, ya que el kinking pudo haberse generado por otro episodio tectónico posterior a la estructuración principal de las Sierras Australes. Este episodio deformativo aislado, observaría una componente com-

presiva principal máxima orientada en dirección NO, tal como fue originariamente propuesto por Rossello y Massabie (1981).

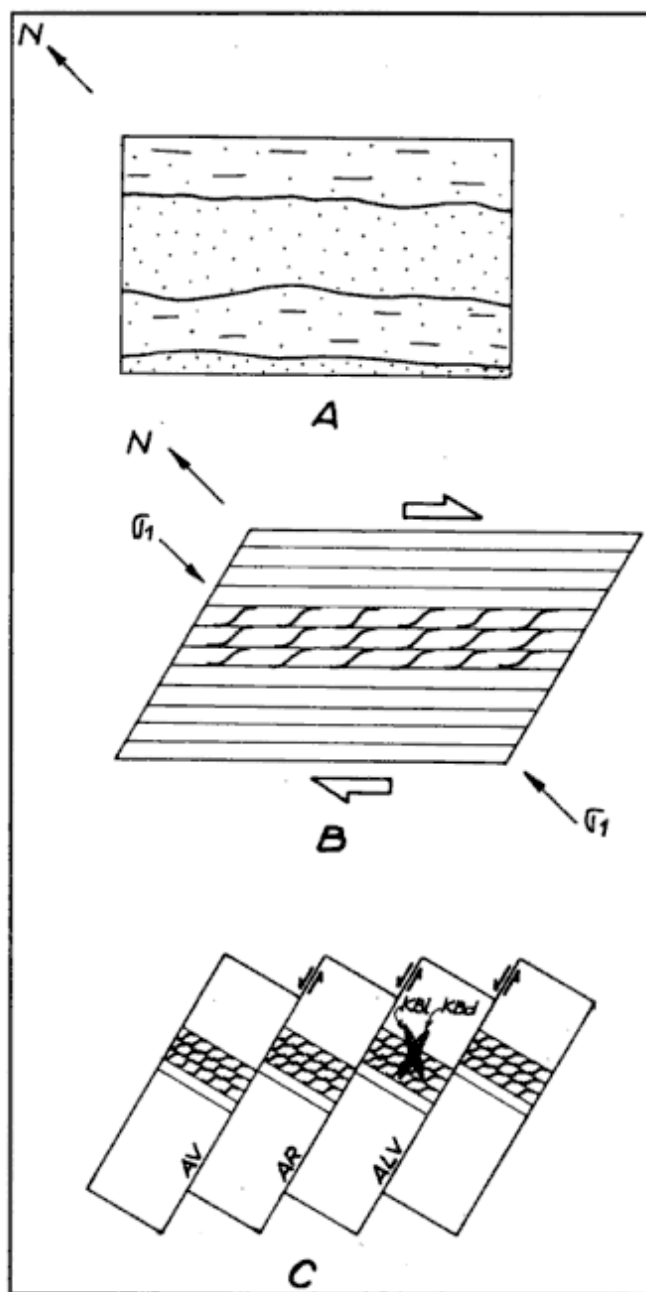


Figura 6: Esquema evolutivo de la estructuración de una porción representativa de las Sierras Australes de Buenos Aires. A: situación inicial a partir de secuencias sedimentarias. B: Actuación de procesos transpresivos dextrales generadores de las estructuras principales y los cizallamientos dúctiles dextrales (relaciones de clivajes S/C). C: Estructuración póstuma "en dominó", a partir de transtensiones levógiras (AV, Abra de la Ventana; AR, Abra de Rivera y ALV, Abra Los Vascos). Posición relativa de las bandas kink (KB1; levógiras y KBd, dextrógiras).

Conclusiones

El kinking mesoscópico estudiado, asociado en sistemas conjugados compresivos ligeramente asimétricos, observa relaciones temporoespaciales comunes como consecuencia de la acción de esfuerzos locales compresivos levemente buzantes hacia el NO, la escasa deformación finita provocada por estas estructuras permite vincularlas con esfuerzos subsidiarios de movimientos transcurrentes paralelos al rumbo general de las anisotropías. Podrían estar relacionados con variaciones locales de la disposición de las estructuras mayores de la faja plegada o a eventos cizallantes senestrales, mucho más frágiles que los principales dextrales, vinculados con la convergencia oblicua hercínica sufrida por el margen SO del Cratón La Plata.

Las diferencias angulares medidas de la posición de la BO de los juegos de bandas kink conjugados compresivos y la de AP sobre distintas formaciones expresan comportamientos reológicos diferentes de los materiales deformados. Las rocas más frágiles (Fm. Lolén y Fm. Trocadero) presentan ángulos BO/AP más grandes que las unidades más dúctiles (Fm. Sauce Grande). Además, sugieren una dependencia de la posición geográfica que ocupan dentro de la faja plegada de las Sierras Australes.

Agradecimientos

La presente contribución forma parte de un trabajo mayor realizado dentro del marco de un convenio entre el CONICET y el CNRS de Francia, Instituciones a las que junto con la Universidad de Buenos Aires, se agradece el apoyo logístico.

También se desea dejar constancia del agradecimiento por los importantes comentarios realizados a Peter R. Cobbold, Denis Gapais y Arturo J. Amos y a Daniel Bertinat por la confección de los dibujos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, T.B., 1964. Kink bands and related geological structures. *Nature*, 202 (4929): 272-274.
- Anderson, T.B., 1969. The geometry of natural orthorhombic system of kink bands. *Proc. Reas. in Tectonics. Geological Survey of Canada Paper*, 68-52: 200-220.
- Amos, A.J. y Urien, C.M., 1968. La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (3): 197-206.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armoricain Shear Zone. *Journal Structural Geology*, 1: 31-42.
- Borradaile, G.J., 1981. Minimum strain from conglomerates with ductility contrast. *Journal Structural Geology*, 3 (3): 295-297.
- Clifford, P.M., 1969. Kink band development in the Lake St. Joseph Area, NW Ontario. *Proceedings Res. in Tectonics. Geological Survey of Canada Paper*, 68-52: 229-241.
- Cobbold, P.R. y Gapais, D., 1987. Shear criteria in rocks: an introductory review. *Journal Structural Geology*, 9 (5/6): 521-523.
- Cobbold, P.R., Brun, J.P., Davy, P., Fiquet, G., Basile, C. y Gapais, D., 1988a. Some experiments on block rotation in the brittle upper crust. En: Kissel, C. y Laj, C. (Eds.): *Paleomagnetic rotations and continental deformation. NATO ASI Series C*, 254, pp. 145-155, Kluwer Academic Press, Dordrecht.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. y Japas, M.S., 1988b. Dextral wrenching during Late Paleozoic convergence across SW margin of La Plata Craton (Argentina). *7^o International Gondwana Symposium. Sao Paulo (Brazil), Abstract*.
- 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 Rosello, E.A., 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil, 1985), Actas 1: 1047-1054*.
- Courrioux, G., Gagny, C. y Gouanvic, Y., 1986. Analyse de structures cisailantes dans les granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). *Boletín Geológico y Minero*, 97 (6): 737-756.
- Donath, F.A., 1969. Experimental study of kink band development in Martinsburg slate. *Proceedings Res. in Tectonics: Geological Survey of Canada Paper*, 68-52: 255-288.
- Dewey, J.F., 1965. Nature and origin of kink bands. *Tectonophysics*, 1 (6): 459-494.
- Gay, N.C. y Weiss, L.E., 1974. The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks. *Tectonophysics*, 21: 287-300.
- Hall, S.H. y Rutter, E.H., 1984. Experimental study of kink band development in Martinsburg Slate. *Geological Survey of Canada Paper*, 88-52: 212-214.
- Hanmer, S.K., 1982. Vein arrays as kinematic indicators in kinked anisotropic materials. *Journal of Structural Geology*, 4: 151-160.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las hojas geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana. *Servicio Nacional Geológico Minero. Boletín 61*, 43p.
- Japas, M.S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. I Perfil del arroyo Atravesado Sierra de las Tunas. *Sierras Australes de Buenos Aires. Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Buenos Aires*, 38: 145-156.
- Johnson, A.M., 1977. *Styles of folding*. *Develop. Geotectonics 11*, Elsevier, Amsterdam, 406 p.
- Llambias, E.J. y Prozzi, C.R., 1975. Ventana. *6^o Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 79-101*.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. *9^o Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352*.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1985. Evaluación del acortamiento por kinking en la F. Sauce Grande, Sierras Australes de Buenos Aires. *2^o Reunión sobre Microtectónica, Actas: 35-38*.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A. y Amos, A.J., 1986. Kinematic interpretation of the minor and mesostructures in the Abra de la Ventana area, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. *Anales Academia Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Buenos Aires*, 38: 215-232.
- Murphy, F.X., 1988. The origin of Variscan kink bands: a study from the Dungarvan Syncline, Southern Ireland. *Geological Magazine* 125(6): 641-650.
- Nicholson, C., Seiber, L., Williams, P. y Sykes, L.R., 1986. Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San

- Andreas faults system, southern California. *Tectonics*, 5 (4): 629-648.
- Patterson, M.S. y Weiss, L.E., 1966. Experimental deformation and folding in phyllite. *Geological Society America, Bulletin*, 77: 841-882.
- Platt, J.P. y Leggett, J.K., 1986. Stratal extension in thrust footwalls, Makran accretionary prism: Implications for thrust tectonics. *American Association of Petroleum Geologists*, 70: 191-203.
- Pérez Mazas, 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. Trab. Final de Licenciatura, Univ. Buenos Aires, 97p. (inédito).
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*, McGraw Hill Ed. 568 p., Nueva York.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology*, vol. 2. Academy Press, 700 p., Londres.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1981. Micro y mesoestructuras en las formaciones Lolón y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 272-285.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal Structural Geology*, 6 (5): 449-458.
- Simpson, C. y Schmid, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 1281-1288.
- Wallace, H. y Clifford, P.M., 1983. Kink folds at Upper Manitou Lake, northwestern Ontario. *Canadian Journal Earth Science* 20: 1305-1313.
- Weiss, L.E., 1969. Discussion. *Proceedings Res. in Tectonics. Geological Survey of Canada Paper*, 68-52: 242.
- Williams, H.R., 1987. Stick-slip model for kink band formation in shear zones and faults. *Tectonophysics*, 140: 327-331.

Recibido: 19 de abril, 1989

Aceptado: 7 de agosto, 1992

ADDENDA

En el lapso transcurrido desde la fecha de envío del presente trabajo y su aprobación ha habido nuevos aportes sobre la tectónica de las Sierras Australes, entre otros:

- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13 (7): 743-758.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1990. El fallamiento Abra de Rivera y su participación en la estructuración de las Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. *Boletín, Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 42: 195-203.

Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos

Ricardo N. ALONSO

Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177,
4400 Salta, Argentina

ABSTRACT. *Cenozoic stratigraphy of the Pastos Grandes basin (Puna of Salta) with emphasis in the Sijes Formation and its borates.* The Tertiary Pastos Grandes basin presents the most complete sequence of Cenozoic deposits in the Argentina Puna, as well as the greatest concentrations of Neogene borates in South America. The borates are synsedimentary and occur in beds deposited in a lacustrine environment, associated with thermal springs, arid climate and active volcanism, in a basin which may be classified as intra-arc/intra-plateau type. The stratigraphical nomenclature presently in use is confusing. The main objectives of this paper are: 1) to clarify the stratigraphical terminology, 2) to bring together the radiometric ages for the basin, 3) to redefine the borate-bearing Sijes Formation and establish the evaporitic beds as stratigraphical markers, and 4) to emphasize the lithological, environmental and tectonic differences between the two sedimentary cycles present: Palaeogene (humid climate and subtropical fauna) and Neogene (arid climate, volcanism and evaporites).

Introducción

En la última década se han realizado numerosos estudios en la cuenca de Pastos Grandes, principalmente en razón de contener dicha región extraordinarias reservas de boratos. Las primeras investigaciones estuvieron dirigidas a establecer el orden de la secuencia estratigráfica, las descripciones de la litología y las interpretaciones ambientales. Posteriormente se puso énfasis en el análisis de las evaporitas y en los últimos años se ha trabajado fundamentalmente en los aspectos cronológicos a través de dataciones de cenizas volcánicas por los métodos potasio-argón y trazas de fisión. A pesar de la importancia que dicha cuenca encierra desde el punto de vista geológico-económico y de los intentos realizados en orden a establecer la estratigrafía cenozoica del área son muchos los interrogantes que aún persisten. Este trabajo intenta organizar las unidades de acuerdo con las nuevas investigaciones en el área y rescatar que los boratos constituyen horizontes guías de gran valor estratigráfico en el ámbito de la Formación Sijes.

La información básica aquí brindada, puede ser utilizada para establecer modelos sobre la evolución tectónica del plateau de la Puna, calcular las tasas de sedimentación y subsidencia, definir claves metalogénicas, analizar el desarrollo de una cuenca de intra-arco/intra-plateau, estudiar la respuesta de la litósfera a los mecanismos de subducción de la placa de Nazca a esa latitud, entre otros aspectos de interés geológico.

Los trabajos que se han publicado hasta el presente

sobre los aspectos geológicos de esta región, han proporcionado una base de referencia sobre la composición litológica y edad de los terrenos aflorantes. Entre ellos se tienen los de Turner (1960, 1964), Pratt (1961), Igarzábal (1978), Gutiérrez (1981), Pascual (1983), Alonso *et al.* (1984b), Alonso y Gutiérrez (1986), Alonso (1986), González-Barry y Alonso (1987), Allmendinger *et al.* (1987), Jordan y Alonso (1987), Alonso *et al.* (1989, 1991), Alonso y Viramonte (1990), Vandervoort (1990).

Ubicación

La comarca de Pastos Grandes se encuentra ubicada en el borde nororiental de la Puna de Salta, comprendida en la Hoja Geológica 7c (Nevado de Cachi) de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina. Se encuentra demarcada aproximadamente por las coordenadas 66°35' - 66°45' Oeste y 24°30' - 24°45' Sur. La altura de su piso es de unos 3.800 m s.n.mar. Se accede ya sea desde San Antonio de los Cobres a través del abra del Gallo, o bien desde la estación Salar de Pocitos (R.P. N° 129). Entre los rasgos fisiográficos se tienen: depresiones cerradas entre las que se destacan el salar y la laguna de Pastos Grandes y otras menores como los salares Pucará, Santa María y de La Laguna; serranías bajas como Pucará, Sijes, Agua Salada y Sin Nombre; y serranías altas como los filos de Pozuelos, Copalayo y Oire Grande. Como rasgo sobresaliente se destaca la cadena volcánica transversal del Quevar con elevaciones

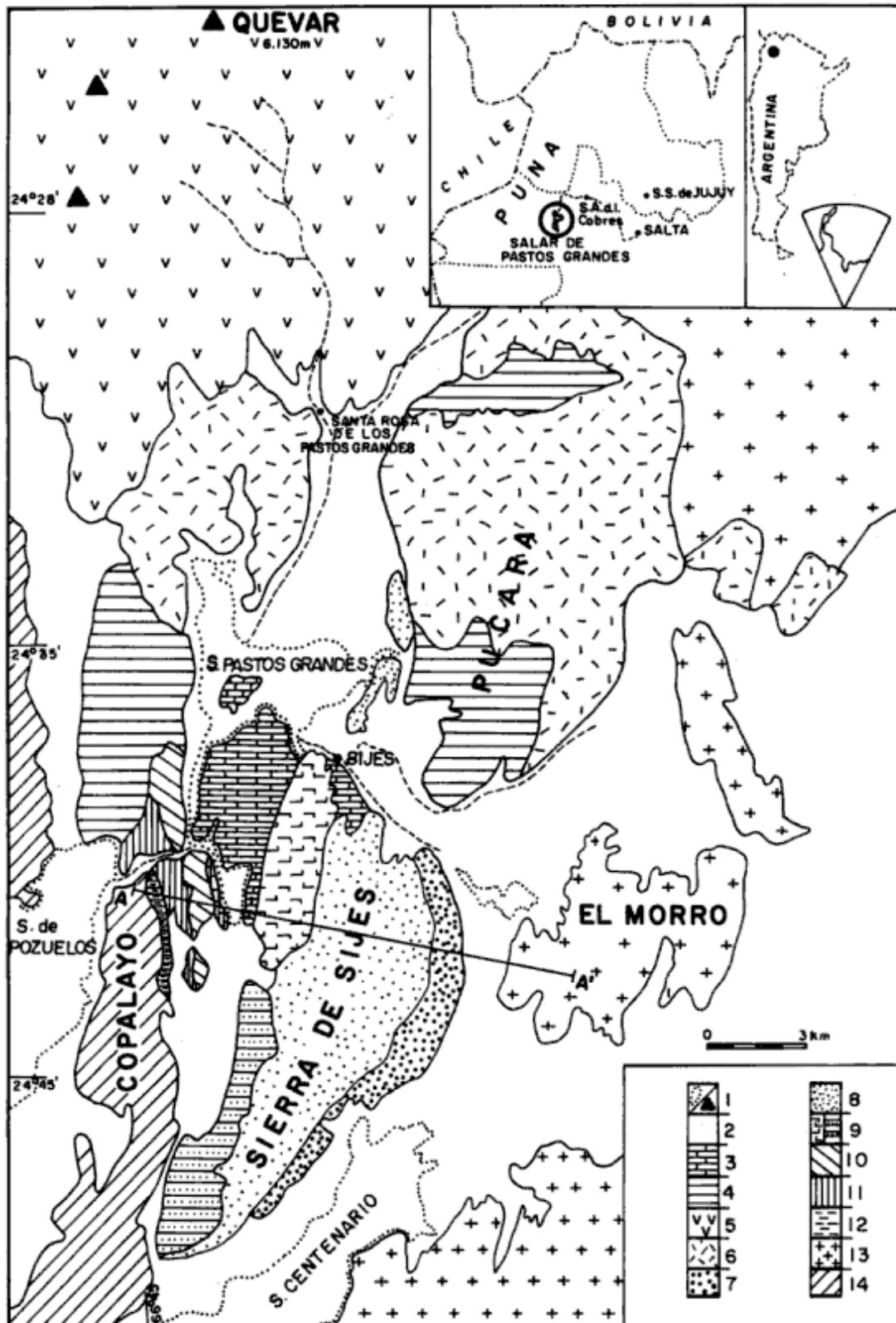


Figura 1: Ubicación relativa (en recuadro) y mapa geológico generalizado de la región de Pastos Grandes (Puna de Salta), basado en imágenes Landsat 5 "TM". 1) Salares y volcanos. 2) Aluviones. 3) Formación Blanca Lila (Pleistoceno). 4) Sedimentitas indiferenciadas (Terciario). 6) Fm. Pucará y Fm. Rumibola (Terciario Superior). 7) Fm. Singuel (Plioceno). 8) Fm. Siyes (Miembros Esperanza, Monte Verde, Monte Amarillo; Mioceno). 9) Fm. Pozuelos (facies evaporíticas y clásticas; Mioceno). 10) Fm. Geste (Miembro Sup.). 11) Fm. Geste (Miembro Med.). 12) Fm. Geste (Miembro Inf.). 13) Fm. Oire (Ordovícico). 14) Fm. Copalayo (Ordovícico)

superiores a los 6.000 m que cierra la depresión por el norte (Fig. 1). Hidrológicamente se destacan dos ríos que vuelcan sus aguas por el sector norte (río Pastos Grandes) y por el oriente (río Ochaqui-Sijes), para dar lugar a la laguna de Pastos Grandes, un cuerpo de agua somero de carácter permanente, aunque de fuertes fluctuaciones anuales.

Marco geológico

La depresión de Pastos Grandes es una de las cuencas con drenaje interior existentes en la Puna y que en su región depocentral da lugar a una acumulación salina conocida como el salar de Pastos Grandes. En líneas generales la depresión se encuentra enmarcada por una cadena de estratovolcanes en el norte, una sierra tectónica de leptometamorfitas ordovícicas en el oeste, una cadena montañosa compuesta por granitoides en el este y serranías de sedimentitas terciarias en el sur (Fig. 1).

Estratigrafía

Los terrenos que afloran en la comarca corresponden únicamente a rocas de los tiempos Ordovícico y Cenozoico. El Ordovícico se encuentra representado por pelitas y grauvacas leptometamórficas, verdes a grises, fuertemente plegadas y fracturadas que conforman el cordón de Copalayo en el flanco occidental de la depresión, así como su basamento. Estos terrenos fueron definidos originalmente como Fm. Copalayo y asignados al Precámbrico por Turner (1960, 1964). El hallazgo de graptolites en comarcas aledañas cambió su asignación cronológica al Ordovícico (Aceñolaza 1973). También al Ordovícico pertenecen las plutonitas y metamorfitas de la Fm. Oire (Turner 1960) que fueron integradas posteriormente como "Faja Eruptiva de la Puna Oriental" por Méndez *et al.* (1973). En el área aflora el perfil tipo de Turner (1960) para la citada formación. Se presenta conspicuamente en la prolongación septentrional del filo de Oire Grande (cerros de Ochaqui y El Morro) y en el borde oriental de la depresión.

En fuerte discordancia angular y con una inclinación hacia el este, se desarrolla una potente secuencia de sedimentitas continentales terciarias, que afloran a lo ancho de la cuenca (17 km) aunque en muchos casos sin solución de continuidad. Basado en las diferencias cromáticas y litológicas observadas en las exposiciones de sedimentitas terciarias, Turner (1960) dividió al conjunto en tres formaciones que en orden ascendente denominó: Fm. Geste, Fm. Pozuelos y

Fm. Sijes. La denominación de Grupo Pastos Grandes puede mantenerse sólo a los efectos prácticos que marcan el uso y la costumbre. Sin embargo en este trabajo se destaca que bajo esa denominación fueron incluidas rocas correspondientes a ciclos sedimentarios distintos lo que torna inaceptable la designación de grupo de acuerdo con los aspectos formales del Código de Nomenclatura Estratigráfica. La complejidad alcanzada en lo referente a la terminología de las unidades estratigráficas está reflejada en la Fig. 2.

Estructura

La depresión de Pastos Grandes constituye una fosa en compresión, limitada al oeste por los filos de Copalayo-Pozuelos y al este por el bloque de la "Faja Eruptiva". Ambos relieves están controlados por fracturas inversas submeridianas. Una serie de fracturas paralelas a las anteriores atraviesan la depresión quebrando bloques menores de rocas terciarias. También se destacan fracturas de rumbo ONO-ESE menores y solidarias a las megafacturas transversales que compartimentan el bloque de la Puna. El plegamiento está subordinado pero alcanza notable expresión en la parte central de la depresión afectando al megacuerpo de sal de roca (Fm. Pozuelos) y a los miembros Monte Amarillo y Monte Verde de la Fm. Sijes. Un estudio comparativo acerca de la estructura de la comarca y el sistema tipo "basin and range" del sudoeste de Estados Unidos ha sido elaborado por Pratt (1961).

Geomorfología

Morfológicamente se distinguen una serie de rasgos típicos de los ambientes desérticos áridos. Así los relieves se encuentran denudados y son continuamente atacados por el viento y removidos durante el corto período lluvioso. En los bajos se forman salares o barreales, los cuales están rodeados por materiales detríticos que conforman playas y depósitos de pie de monte. Las serranías terciarias interiores muestran diferente morfología de acuerdo con su litología. Así la Fm. Geste presenta quebradas con resaltes abruptos, la Fm. Pozuelos presenta un paisaje muy irregular a consecuencia del cuerpo de sal de roca; la Fm. Sijes muestra una morfología particular donde los bancos evaporíticos competentes resaltan con respecto a las pelitas-tufitas incompetentes y por último la Fm. Singuel tiene una morfología de lomadas suaves dada la escasa coherencia de sus fanglomerados. Una carta geomorfológica del salar Pastos Grandes y alrededores ha sido elaborada por Igarzábal (1978).

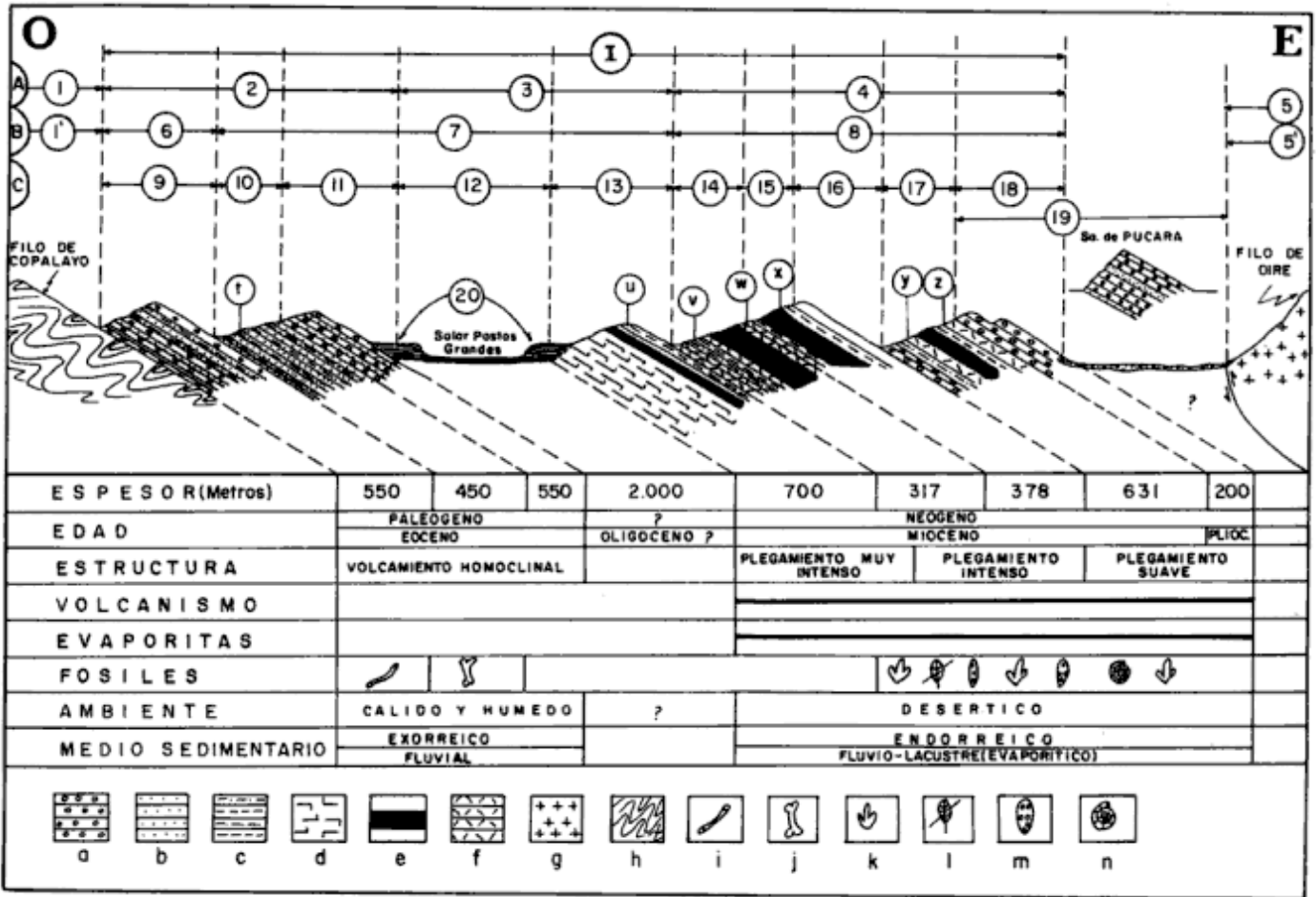


Figura 2: Perfil geológico con representación de las unidades litológicas aflorantes en la depresión de Pastos Grandes según distintos autores. A) Turner (1960, 1964). 1) Fm. Copalayo (Precámbrico). 2) Fm. Geste (Mioceno). 3) Fm. Pozuelos (Mioceno). 4) Fm. Sijes (Plioceno). 5) Fm. Oiro (Precámbrico). I) Grupo Pastos Grandes (Mio-Plioceno). B) Gutiérrez (1981), Pascual (1983), Alonso *et al.* (1984). 1') Fm. Copalayo (Ordovícico), 5') "Faja Eruptiva", 6) Fm. Geste (Eoceno), 7) Fm. Pozuelos (Eoceno superior), 8) Fm. Sijes (Mioceno), 19) Fm. Singuel (Plioceno, Alonso y Gutiérrez 1986), I) Grupo Pastos Grandes (Eoceno-Plioceno). C) R. Alonso (este trabajo). 9, 10, 11) Fm. Geste (Eoceno medio a superior). 9) Fm. Geste (Miembro inferior), 10) Fm. Geste (Miembro medio), 11) Fm. Geste (Miembro superior), 12) Cubierto, 13) Fm. Pozuelos (Mioceno), 14 a 17) Fm. Sijes (Mioceno superior), 14) Fm. Sijes (Miembro Monte Amarillo), 15) Fm. Sijes (Miembro Monte Verde), 16) Cubierto, 17) Fm. Sijes (Miembro Esperanza), 18) Fm. Singuel (Plioceno), 20) Fm. Blanca Lila (Pleistoceno). t) Restos de vertebrados eocenos, u) Trazas de fisión=17±1,1 Ma (localización imprecisa), v) K/Ar=6,81±0,2 Ma, w) K/Ar=6,25±0,1 Ma, x, y, z) Trazas de fisión=5,4±0,8; 5,9±0,8; 4,0±1,2 Ma, respectivamente. a) Psefitas, b) Psamitas, c) Pelitas, d) Halita, e) Boratos y yeso, f) Tobas y tufitas, g) Granitoides, h) Grauvacas y pelitas marinas, i) Bioturbaciones (vermes), j) Restos óseos, k) Icnitas de aves, l) Briznas vegetales, m) Diatomeas, n) Gasterópodos.

Terciario, Paleógeno

Formación Geste (Turner 1960)

Miembro inferior. Se dispone en fuerte discordancia angular sobre la Fm. Copalayo y está esencialmente constituido por conglomerados, areniscas arcillosas y fangolitas arenosas de un intenso color rojizo a morado. Comienza la sucesión sedimentaria con un conglomerado de base grueso, pardo morado a pardo

rojizo, polimíctico, con rodados de tamaños variables, desde 1 cm a bloques de 70 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, filitas y grauvacas, con matriz conglomerádica de igual composición. El contacto basal es visible en todo el filo Copalayo, pero no siempre está presente con las mismas características, reduciéndose en algunos casos a una capa centimétrica y en otros, donde está bien representado, alcanza hasta 4 metros. Hacia arriba disminuye el tamaño del grano y comienzan intercalaciones de areniscas cuarzosas gris-amari-

lentas, a veces conglomerádicas y fangolitas arenosas pardo-moradas. Producen una topografía de entrantes y salientes donde los conglomerados sobresalen por su mayor dureza.

Las superficies de estratificación son irregulares, pero más marcadas en la areniscas, en las que se notan capas con estratificación entrecruzada. El cuarzo es el componente esencial de estas rocas y domina totalmente en un conspicuo banco ubicado cerca del techo de la formación, constituido por clastos bien redondeados de cuarzo lechoso ("huevos de cuarzo"), de hasta 20 cm de diámetro y matriz arenconglomerádica de igual composición. Su espesor no es constante y alcanza hasta 7 m en algunos puntos. No se han encontrado fósiles, pero sí abundantes estructuras de bioturbación en los bancos arenosos.

Algunas fangolitas arenosas muestran un aspecto manchado, dado por decoloraciones verdosas que le otorgan un aspecto de "piel de tigre". Se observan también algunos niveles carbonáticos con formación de nódulos y tubos. Por sus características algunos de los niveles observados podrían representar paleosuelos. El espesor del Miembro inferior es variable. Donde alcanza el máximo desarrollo Gutiérrez (1981) midió 550 metros, mientras que se midieron sólo 150 metros en la quebrada El Paso, abertura natural que comunica los salares de Pastos Grandes y Pozuelos.

El hallazgo de fósiles en el Miembro medio suprayacente, con el cual median relaciones concordantes y transicionales, permite inferir una edad Eocena s.l., para este conjunto litológico (Pascual 1983). Se distingue del Miembro medio por su coloración de tonos morados a rojizos intensos, mayor consolidación y la presencia de los conspicuos niveles de conglomerados blanco-amarillentos formados por esferoides de cuarzo. Todo el conjunto se encuentra volcado homoclinamente hacia el este.

Miembro medio: El mejor perfil aflorante de esta sección se reconoció en la quebrada El Paso. Sus contactos de base y techo son concordantes y transicionales con los miembros inferior y superior respectivamente. El Miembro medio se caracteriza por una alternancia de areniscas gruesas, micáceas y fangolitas, rojizas, con intercalaciones de lentes conglomerádicas que muestran base erosiva (estructuras de corte y relleno, paleocanales). Algunos niveles de areniscas en la parte media presentan notables entrecruzamientos con inclinación de las láminas hacia el este. También se observan bancos con abundantes rasgos de bioturbación. Se presentan niveles con paraclastos pelíticos que en algunos casos constituyen "bolas de arcilla" de hasta 20 cm de diámetro.

La sección es de tipo granocreciente: hacia el techo aumentan los niveles conglomerádicos reduciéndose

sustancialmente los materiales finos. A 100 m del contacto con el Miembro inferior aparece una alternancia de areniscas medianas y gruesas, micáceas, rojizas, con algunas decoloraciones verdosas, en partes con cemento carbonático y presencia de paraclastos de arcillas y carbonatos, en las cuales se encontraron abundantes restos óseos fragmentados y desarticulados (Alonso *et al.* 1982). Dichos restos fueron clasificados por Pascual (1983) encontrando que pertenecían a marsupiales, notoungulados y dasipódidos que indicarían una Edad-Mamífero Mustersense-Divisaderense, esto es Eoceno medio a superior.

El Miembro medio se diferencia de los miembros superior e inferior por su color (rojo ladrillo), granulometría fina (areniscas y fangolitas) y aspecto morfológico sucio a causa de manchones y salpicaduras formadas por chorreado de las arcillas. En algunas partes del perfil se observan rasgos de disolución en forma de embudos a veces coalescentes. Toda la sección se presenta volcada homoclinamente hacia el este. El espesor medido en la quebrada El Paso es de 450 metros. Las litofacies presentes indican un medio fluvial de moderada energía, dominado por cauces estables, tal vez a causa de estabilidad climática, que sugerirían ríos meandrosos o anastomosados, mientras que los fósiles estarían señalando un ambiente cálido, subtropical, con profusión de vegetación arbórea (R. Pascual, comunicación personal). Una fauna similar fue descubierta en capas con litología y color parecido en Antofagasta de la Sierra, a unos 200 km al sur, con el interés que ellas contienen además restos de tortugas y cocodrilos (Alonso y Fielding 1986, Alonso *et al.* 1988).

Miembro superior: Se reconoció en la quebrada El Paso, siendo concordante y transicional con el Miembro medio, mientras que en el techo se encuentra cubierto por evaporitas modernas del salar Pastos Grandes. Se caracteriza por estar integrado fundamentalmente por conglomerados y cantidades menores de areniscas y fangolitas en estratos de 1 a 2 metros de espesor. Se trata de una sucesión granocreciente, donde los conglomerados se hacen dominantes hacia el techo. El color del conjunto es gris pardo a gris verdoso. Los conglomerados son finos a medianos, angulosos, heterométricos y mal consolidados, con clastos de pizarras, cuarzo lechoso y metacuarcitas provenientes de las formaciones ordovícicas de la región. Forman lentes y paleocanales que se interdigitan con las areniscas. En los conglomerados gruesos los clastos alcanzan hasta 25 cm de diámetro, aunque en un nivel cerca de la base se encuentran bloques aislados de hasta 50 cm de diámetro. Los niveles fangolíticos son escasos y muestran disyunción esferoidal. Esta unidad se distingue de las

infrayacentes por su litología (predominancia de conglomerados) y colores (grises a verdosos). Toda la sección se vuelca homoclinalmente hacia el Este. El miembro en consideración representaría un depósito de abanicos aluviales con cambios y reactivación paulatina de las áreas de aporte. El espesor medido es de 550 metros.

Terciario, Neógeno

Formación Pozuelos (Turner 1960)

La Formación Pozuelos se caracteriza por estar esencialmente constituida por sal de roca (halita). Comprende una sucesión de mantos de sal con intercalaciones de materiales clásticos finos (limo-arcilitas y areniscas), yeso, y en menor medida tobas y tufitas. Los bancos de sal alcanzan hasta 5 m de potencia, presentándose en una textura maciza, con cantidades variables de matriz arcillosa que dan la tonalidad a la halita. Según esto las capas presentan coloraciones pardas, rojizas, grisáceas o verdosas. El color del conjunto es pardo oscuro principalmente a causa de los tapices arcillosos formados por chorreado. También se observan lentes de sal transparente.

Hacia el techo se presenta una sección de unos 100 m de potencia donde predominan las limoarcilitas, areniscas, tobas y tufitas, con intercalaciones de yeso, carbonatos y boratos, estos últimos representados por inyoita y ulexita. Las tonalidades del conjunto son pardas y verdosas y vienen a configurar el pulso más antiguo de formación de boratos en la región. Las tobas y tufitas son de color gris oscuro a negro, con granulometría de arenas, encontrándose las inconsolidadas.

La sección de sal de roca fue también definida como "Megacuerpo salino de Pastos Grandes" (Alonso *et al.* 1984a). La base de la Formación Pozuelos no es conocida al estar cubierta por los depósitos del salar actual, mientras que hacia el techo pasa concordante y transicional a la Fm. Sijes. Una datación de 6,8 Ma en la base de la Fm. Sijes, indica que la secuencia halítica infrayacente se depositó durante el Mioceno. Asimismo, una muestra de toba datada por trazas de fisión, provenientes de estratos que corresponderían facialmente a la Fm. Pozuelos, siendo difícil precisar la ubicación estratigráfica exacta, dio una edad de $7,6 \pm 1,1$ Ma. La Fm. Pozuelos se encuentra fuertemente deformada en pliegues muy apretados cuyos flancos inclinan desde 40° hasta casi verticales. Ello no permite medir el espesor verdadero de la formación que aquí se estima en un mínimo de 400 metros. Los bancos de sal de roca la diferencian claramente de

las formaciones inferiores y superiores. Su litología con predominio de evaporitas permite inferir un ambiente de formación similar al que impera para los actuales salares de la Puna. Ello representa un cambio radical con respecto al ambiente de depósito de la Fm. Geste, con fauna de mamíferos de clima cálido y húmedo, horizontes de suelos profundos y ríos meandros de ribera estable. El amplio intervalo sin afloramientos entre el techo de la Fm. Geste y la base de la Fm. Pozuelos impiden conocer lo que aconteció entre ambos depósitos. Este intervalo representaría todo el tiempo Oligoceno y parte del Mioceno. Desde un punto de vista regional es a principios de ese intervalo (Deseadense) donde se produce un gran cambio de los ambientes como está reflejado en las secuencias terciarias de Patagonia central y sur de Mendoza. Localmente, es también en este intervalo en que se pasó de un régimen hidrológico probablemente exorreico a otro de neto carácter endorreico.

Formación Sijes (Turner 1960)

Dada la importancia que esta formación tiene desde el punto de vista de las concentraciones de boratos se realizó un levantamiento detallado de la columna aflorante a los fines de ubicar la correcta posición estratigráfica de los mantos mineralizados. Ello permitió comprobar que la Fm. Sijes en el perfil tipo y en base a la presencia de boratos, que constituyen guías estratigráficas para la región, puede dividirse en tres miembros claramente diferenciables entre sí.

Nombre y perfil tipo : Turner (1960) designó con el nombre de Fm. Sijes a la sucesión sedimentaria que se desarrolla concordantemente sobre la Fm. Pozuelos constituyendo el tercio superior del Grupo Pastos Grandes. El nombre hace referencia al pequeño río de Sijes a orillas del cual se encuentra el campamento minero homónimo de la compañía Boroquímica SAMICAF. La mejor expresión de afloramientos y a su vez la que alcanza los mayores espesores, se desarrolla en la ladera de Monte Amarillo-Monte Verde por el oeste y el valle de Esperanza por el este. Los perfiles reconocidos en esas secciones permitieron la división en miembros para la Fm. Sijes, que de base a techo se definen aquí como Miembro Monte Amarillo, Miembro Monte Verde y Miembro Esperanza.

Resumen litológico: La Fm. Sijes está compuesta por unas 300 unidades litológicas menores, correspondientes principalmente a limo-arcilitas, evaporitas, tobas y tufitas. A los efectos de su presentación se reúnen aquí en doce secciones de acuerdo a su litología dominante, las cuales se describen desde el

techo hacia la base, esto es desde el Miembro Esperanza (superior) al Miembro Monte Amarillo (inferior) (Fig.3). Una descripción litológica más completa y detallada corresponde a Alonso (1986).

<i>Miembro Esperanza</i>	
Techo: Formación Singuel	
Unidad litológica	Espesor (metros)
12: Sección piroclástica. Integrada por tufitas y tobas grises a negras, con niveles de cineritas blancas. Niveles carbonáticos. Hacia la base niveles de arcillitas pardas con marcas de gotas de lluvia y huellas de aves. Hacia el techo intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados finos mal consolidados.....	150
11: Sección clástico-piroclástica. Integrada por areniscas, limolitas y arcillitas, pardas, verdes y rojizas, con intercalaciones de tobas y tufitas grisáceas a blanquecinas. Yeso subordinado. En la base banco gufa de toba blanca, con estratificación fina bien marcada, ondulitas y huellas de un ave (<i>Anatidae</i>).....	204,20
10: Sección colemanítica. Secuencia rítmica de colemanita y fangolitas pardo oscuras ("chocolate") a verde amarillentas. Niveles de yeso, tobas y tufitas muy subordinados. Nivel de diatomita conteniendo gasterópodos (<i>Littoridina</i> sp.).....	37,15
9: Sección piroclástica. Integrada por tobas y tufitas en partes pumiceas, blanquecinas a grisáceas, friables, con intercalaciones de arcillitas pardo claras. En el techo potente banco de toba gris.....	34,20
8: Sección conglomerádica. Sección granodecreciente, integrada principalmente por conglomerados finos, medianos y gruesos, con predominio de los finos a medianos. Se observó una camada formada por un aglomerado con bloques de granitoides de hasta 0,40 m. Hacia el techo intercalaciones de areniscas y pelitas, friables, con dos niveles delgados de tobas blancas. Color general pardo claro a gris verdoso.....	205,50
Espesor del Miembro Esperanza.....	631,05
 <i>Miembro Monte Verde</i>	
Contacto: Cubierto. Ocupa el filo de la serranía de Sijes	
7: Cubierto.....	200,00
6: Sección inyoítico-colemanítica. Integrada por pelitas pardo claras y verdosas con intercalaciones rítmicas de evaporitas (inyoita, colemanita y yeso). Niveles de tobas y tufitas grises muy subordinadas. Abundante ulexita diseminada.....	113,50
5: Sección fangolítica. Integrada por limo-arcillitas pardo claras con algunos niveles verdosos e intercalaciones aisladas de yeso. En la base toba gris gufa entre el Miembro Monte Verde y Miembro Monte Amarillo. Se observan niveles aislados de tosca.....	64,60
Espesor del Miembro Monte Verde	378,10

Miembro Monte Amarillo

Contacto: Concordante transicional

4: Sección yesífero-anhidrítica. Integrada por capas de yeso y anhidrita, pardo claras, intercaladas rítmicamente con pelitas y areniscas pardas a grises. Niveles subordinados de tobas grises.....

3: Sección hidroboracética. Integrada por pelitas pardo claras a verdosas, con intercalaciones rítmicas de hidroboracita y/o yeso, con tobas y tufitas subordinadas. Abundante ulexita diseminada. Cada par clastita fina-evaporita representa un ciclo lacustre que se superponen en alternancia binomial. En la parte media banco gufa de arenisca verde-amarillenta, gruesa a finamente conglomerádica, con clastos de pizarras, granitoides y tobas muy alteradas, maciza.....

2: Sección inyoítica. Integrada por arcillitas verde amarillentas, yesíferas, con intercalaciones rítmicas de niveles inyoíticos delgados. También intercalaciones de ulexita y yeso. Tufitas muy subordinadas, conjunto fuertemente plegado. Abundante ulexita diseminada.....

1: Sección clástica. Integrada por pelitas y areniscas rojizas, pardo claras a verdosas, con niveles aislados de yeso y tobas. En la base nivel gufa formado por un banco potente de arcillita roja que constituye la unidad de contacto con la Fm. Pozuelos infra-yacente.....

Base: Formación Pozuelos (Turner 1960)

Contacto: Concordante transicional

Espesor del Miembro Monte Amarillo.....

Espesor total de la Formación Sijes.....

Relaciones estratigráficas : Se apoya concordantemente sobre la Fm. Pozuelos. El pasaje entre ambas se resuelve en corto trecho y está dado por: 1) El último banco de sal de roca; 2) Una sección conspicua de arcillita roja entre ambas formaciones considerada como "nivel gufa" y 3) El fuerte cambio de tonos rojos y pardo oscuros de la Fm. Pozuelos a blanquecinas, verdosas, amarillentos y grisáceos de la Fm. Sijes. Hacia el techo hay un pasaje grano y estratocreciente hacia conglomerados de la Fm. Singuel.

Espesor : En el perfil tipo se midieron 1.326 m de los cuales 317 m corresponden al tramo basal (Miembro Monte Amarillo), 378 m al tramo intermedio (Miembro Monte Verde) y 631 m al tramo cuspidal (Miembro Esperanza). La potencia de las sedimentitas disminuye hacia el norte y sur del área del perfil tipo. Turner (1960) estimó un espesor total de 2.000 metros.

Caracteres distintivos : Sus tonalidades claras (blanquecinas, verdosas, amarillentas, grisáceas, pardas), su contenido piroclástico y sus conspicuos y persistentes bancos de boratos, permiten diferenciarla fácilmente de las formaciones infra y suprayacentes. Así, las formaciones infrayacentes (Fm. Geste, Fm. Pozuelos), se diferencian por su intenso color rojo y la presencia de sal de roca, mientras que la formación

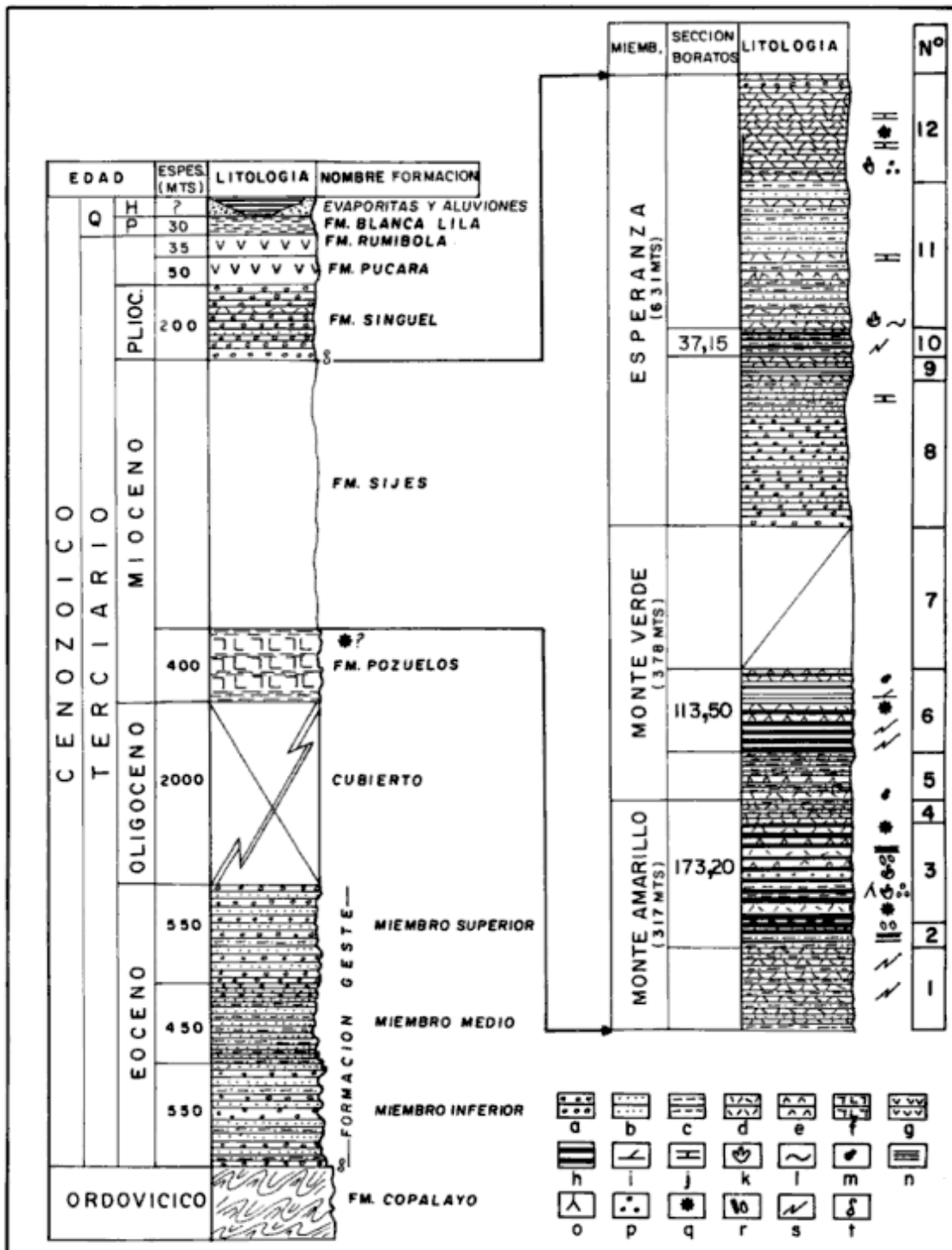


Figura 3: Columna estratigráfica de las unidades cenozoicas en la región de Pastos Grandes, Puna de Salta.

- a) Psefitas. b) Psamitas. c) Pelitas. d) Tobas y tufitas. e) Yeso. f) Halita. g) Vulcanitas indiferenciadas. h) Boratos. i) Entrecruzamientos. j) Carbonatos. k) Icnitas de aves. l) Ondulitas. m) Nódulos de carbonato. n) Ritmitas. o) Grietas de desecación. p) Marcas de gotas de lluvia. q) Dataciones redimétricas. r) Intraclastos. s) Venillas transgresivas de yeso. t) Discordancias.

suprayacente (Fm. Singuel) es eminentemente fanglomerádica.

Contenido Paleontológico : La primera referencia sobre fósiles en la Fm. Sijes se debe a Pratt (1961), quien menciona el hallazgo de gasterópodos y diatomeas. Los gasterópodos son de conchilla muy delgada y pertenecen a una sola especie indeterminable. Las diatomeas fueron indentificadas por K.E. Lohman (en Pratt 1961) como pertenecientes a los géneros *Achnanthes*, *Amphora*, *Anomoeoneis*, *Caloneis*, *Cymbella*, *Denticula*, *Fragilaria*, *Mastogloia*, *Melosira*, *Navicula*, *Nitzschia*, *Scolioleura*, *Stauroneis*, *Surirella* y *Synedra*.

Posteriormente, Alonso (1985, 1987) describe abundantes icnitas de aves en el Miembro Monte Amarillo. Corresponden a huellas tetradáctilas, tridáctilas y palmeadas. Las más comunes pertenecen a carádridos (tridáctilas) y están también representados pequeños pájaros (tetradáctilas) y aves del grupo de los patos, flamencos y gansos (palmeadas). Se han encontrado también restos vegetales macerados (briznas), e icnitas mal conservadas pertenecientes presumiblemente a roedores. En un nivel de calizas travertínicas del Miembro Monte Amarillo, que gradan lateralmente a boratos (hidroboracita) se encontró una huella de un mamífero de tamaño mediano (Guantay y Alonso 1989). Otras icnitas de aves han sido encontradas saltuariamente en el Miembro Esperanza. Se realizó un completo muestreo de los niveles de arcilitas verdes para su procesamiento por palinomorfo el cual tuvo resultados negativos. Solamente algunas de las muestras contenían restos delgados de paredes que no pudieron indentificarse (M. Quattrocchio, comunicación personal).

Edad : El contenido fósil logrado al presente no es un indicador cronológico preciso. Sin embargo la datación de dos tobas del Miembro Monte Amarillo (base y techo respectivamente) por el método K-Ar, arrojaron edades de 6,81 y 6,25 Ma, lo que permitió ubicar la base de la Formación Sijes en el Mioceno tardío (B. Watson en Alonso 1986). Recientes dataciones por el método de trazas de fisión en circones de tobas, son concordantes en justificar la edad Mioceno tardío para la Fm. Sijes (Alonso *et al.* 1989, 1991). De acuerdo con dichas edades se tienen ahora dos extremos datados: una toba por debajo de la Fm. Sijes arrojó $7,6 \pm 1,1$ Ma mientras que una toba cerca del techo arrojó $4,0 \pm 1,2$ Ma. Con ello se tiene un rango de edad aproximado para la sedimentación de la Fm. Sijes.

Ambiente : El ambiente que predominó durante la depositación de la Fm. Sijes fue el de una cuenca con-

tinental endorreica, con un clima árido y vulcanismo explosivo activo. Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas son una prueba directa de ello. Las capas rítmicas de arcilitas verdes a pardas y evaporitas (boratos, yeso), con abundantes pisadas de aves, grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia son indicativas de ambientes de playa con salares y lagunas de aguas salobres o saladas, muy similares a las existentes en la actualidad en otros salares de la Puna. Esto es más evidente en el actual salar de Pastos Grandes, que parece ser un interesante reflejo en el tiempo de las condiciones que operaron en el lugar durante el Mioceno superior. Lohman (en Pratt 1961) deduce la existencia de lagos muy salinos de moderada a baja temperatura para los niveles con diatomeas. Las intercalaciones periódicas y constantes de cenizas hablan de un vulcanismo explosivo activo durante todo el depósito de la Fm. Sijes. Los bancos de boratos indicarían el derrame sincrónico de aguas termales mineralizadas en los bordes y/o en el interior de la cubeta de sedimentación.

Estructura : La Fm. Sijes presenta un rumbo general norte-sur e inclinación al este con ángulos variables entre 20° y 40°. Muestra un plegamiento que disminuye en intensidad de base a techo. Así, en el Miembro Monte Amarillo se observan pliegues anticlinales y sinclinales muy apretados en un estilo tipo "chevrón" o cabrío. En el Miembro Monte Verde se mantiene el plegamiento apretado pero con menor intensidad y por último en el Miembro Esperanza se observan pliegues suaves que tienden a desaparecer convirtiéndose hacia el techo en una sección homoclinal. Los pliegues tienen ejes en sentido aproximado norte-sur, con ligeras variaciones al noroeste y nordeste y buzan preferencialmente al sur. Un sistema de fallas transversales al rumbo submeridiano ocurre en toda la formación.

Deben también mencionarse algunos deslizamientos por gravedad como los que ocurren en la porción austral de los afloramientos, donde masas de roca se han deslizado pendiente abajo desde el oeste hacia el este, en el flanco oriental de la serranía de Sijes. Estos deslizamientos podrían ser consecuencia de la juventud de las deformaciones que han ocurrido hasta tiempos recientes en la región.

Formación Singuel (Alonso y Gutiérrez 1986)

Esta formación fue definida originalmente para integrar potentes conglomerados que aparecían en el techo de la Fm. Sijes y en la vecina serranía de Pucará. Recientes estudios (Vandervoort, comunicación personal), han datado secuencias de la serranía

de Pucará, demostrando que son más antiguas que las formaciones Sijes y Pozuelos. En base a ello, se conserva el nombre de Fm. Singuel, para hacer referencia a conglomerados grises a verdosos, en el techo de la Fm. Sijes, con edades más jóvenes que $4,0 \pm 1,2$ Ma. La presencia de estos conglomerados indica una importante reactivación en los bloques tectónicos del oriente de la depresión y de la Puna. En el perfil de la Fig.1, se observa la siguiente litología: Sección conglomerádica integrada por una secuencia de granulometría creciente, que comienza con niveles conglomerádicos finos, lenticulares, gris verdosos, con participación de clastos de pelitas y granitoides, escasamente consolidados. Hacia el techo intercalaciones de conglomerados medianos y gruesos, hasta fanglomerados.

Formación Pucará (Turner 1960)

Fue definida como dacitas, andesitas y sus tobas y asignadas al Cuaternario inferior por Turner (1960). Sin embargo el hecho de ser más antiguas que los depósitos terrazados de 1,5 Ma, que rodean el salar, obliga a su asignación cronológica en el Terciario superior. En realidad se trataría de los derrames ignimbríticos y de oleadas piroclásticas producidos por el complejo volcánico del Quevar, inmediatamente al norte del salar Pastos Grandes. Su espesor máximo es de unos 50 metros.

Formación Rumibola (Turner 1960)

Según Turner (1960) corresponden a andesitas y tobas que se apoyan discordantemente sobre la Fm. Pucará. Por la razón antepuesta al tratar la Fm. Pucará, las vulcanitas de la Fm. Rumibola deben también ser asignadas al Terciario superior. Su espesor máximo alcanza los 35 metros.

Cuaternario, Pleistoceno

Formación Blanca Lila (Alonso y Menegatti 1990)

Depósitos aterrizados pleistocenos cubren indistintamente las unidades cenozoicas descritas anteriormente y representan los restos de un antiguo salar en el cual se emplaza el actual ambiente evaporítico. Dichas terrazas, compuestas fundamentalmente por limoarcilitas y evaporitas, fueron definidas como Fm. Blanca Lila (Alonso 1986, Alonso y Menegatti 1990) y tienen una datación de 1,5 Ma (M.

Strecker en Alonso 1986) que indica Pleistoceno inferior.

Depósitos recientes y actuales

Comprenden extensos planos aluviales, compuestos por gravas y arenas que confluyen a la depresión principalmente por el norte (río Pastos Grandes) y el este (río Ochaqui). El interior de la depresión se encuentra relleno por materiales clásticos finos y evaporitas.

Conclusiones

Existen dos ciclos sedimentarios bien definidos para el Terciario: Paleógeno s.l. y Neógeno s.l. El más antiguo (Paleógeno) corresponde al "terciario rojo" (Fm. Geste), con indicaciones de un ambiente fluvial exorreico, con canales estables, clima cálido y húmedo y fauna terrestre subtropical. El segundo ciclo (Neógeno), corresponde al "terciario claro" (Fm. Pozuelos + Fm. Sijes), relacionado a cu-betas endorreicas, volcanismo y evaporitas, lo cual indica un cambio total de los ambientes en comparación al ciclo anterior; así estas condiciones, iniciadas en el Mioceno son las que se mantienen hasta la actualidad. Entre ambos ciclos, media todo el tiempo Oligoceno, del cual no hay registros evidentes en la cubeta.

La secuencia sedimentaria terciaria de la depresión de Pastos Grandes es la que cuenta con mayor número de edades radiométricas, tanto K/Ar como trazas de fisión. Todas las edades provienen de la Fm. Sijes, salvo una en estratos de dudosa ubicación estratigráfica. La sedimentación evaporítica boratífera está claramente restringida al Mioceno superior, acotada entre 7 y 5 Ma. En base a las edades, pueden tenerse ideas más aproximadas sobre la evolución de la depositación terciaria en la cuenca de Pastos Grandes, así como en comarcas vecinas de la Puna.

Agradecimientos

El presente trabajo está dedicado como sincero homenaje a Teresa E. Jordan, profesora e investigadora de la Universidad de Cornell (Ithaca, Nueva York). Ella alentó las investigaciones de las cuencas de intra-arco/intra-plateau en general y de la cuenca de Pastos Grandes en particular. En la actualidad uno de sus doctorandos, Dirk Vandervoort, se en-

cuentra realizando un trabajo completo y actualizado sobre esta cuenca, que seguramente ampliará y modificará muchos de los conceptos aquí vertidos.

Este trabajo se llevó a cabo en el marco de un convenio conjunto CONICET-NSF y se inscribe en el proyecto 112/85 (CONICET) y subsidios EAR números 7911876; 8025890 y 8206787 de NSF (USA). Se agradece a numerosos colegas sus datos y comentarios, principalmente a Teresa E. Jordan, Dirk E. Vandervoort, José G. Viramonte, Ricardo Battaglia, Randall Marrett, Héctor Vittone y Farid Salim.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1973. El Ordovícico de la Puna salto-catamarqueña. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:3-18.
- Alonso, R.N., 1985. Icnitas de aves como control de niveles boratíferos. Sociedad Científica del Noroeste Argentino, 1:37-42. Salta.
- Alonso, R.N., 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta, 196p., Salta (inédito).
- Alonso, R.N., 1987. Valoración icnoavifaunística de ambientes boratíferos. 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, Tomo 1: 586-597. Santa Cruz de la Sierra.
- Alonso, R.N., Berman, W., Bond, M., Carlini, A., Pascual, R. y Reguero, M., 1988. Vertebrados paleógenos de la Puna Austral: sus aportes a la evolución biogeográfica. V Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes, p.38. La Plata.
- Alonso, R.N. y Fielding, E., 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna. 3º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes, Buenos Aires.
- Alonso, R.N. y Gutiérrez, R.V., 1986. Litoestratigrafía del Neógeno Terminal. Puna sudoriental argentina. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, 6:29-47. Jujuy.
- Alonso, R.N., Gutiérrez, R., Pascual, R. y Raskovsky, M., 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Argentina). Mamíferos de su Formación Pozuelos y su antigüedad. 3º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes. Corrientes.
- Alonso, R.N., Gutiérrez, R. y Viramonte, J.G., 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Tomo 1:25-42. Bariloche.
- Alonso, R.N., Jordan, T.E. y Tabbutt, K., 1989. Neogene sedimentary basins of the Argentine Southern Puna Plateau, Central Andes Mountains. 28th International Geological Congress, t. 1: 33-34. Washington.
- Alonso, R.N., Jordan, T.E., Tabbutt, K., y Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. *Geology*, 19(4):401-404.
- Alonso, R.N. y Menegatti, N.D., 1990. La Formación Blanca Lila (Pleistoceno) y sus depósitos de boratos (Puna Argentina). 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 295-298. San Juan.
- Alonso, R.N. y Viramonte, J.G., 1990. Borate deposits in the Andes. En: Fontboté *et al* (Eds.) "Stratabound Ore Deposits in the Andes", pp. 721-732. Springer-Verlag.
- Alonso, R.N., Viramonte, J.G., y Gutiérrez, R., 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:43-63. Bariloche.
- Allmendinger, R.W., Marrett, R., Eremchuck, J. y Alonso, R., 1987. Deformación neotectónica de la Puna Austral. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:235-238. Tucumán.
- González-Barry, C. y Alonso, R.N., 1987. El depósito neoterciario de boratos Esperanza, Salta. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 63-66.
- Guantay, S. y Alonso, R.N., 1989. Icnita de mamífero en la Fm. Sijes (Mioceno) en la Puna salteña. 6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Actas de Resúmenes, p. 93-96. San Juan.
- Gutiérrez, R.V., 1981. Perfil geológico del Grupo Pastos Grandes en el área del perfil tipo. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta, 88 p., Salta (inédito).
- Igarzábal, A., 1978. Los rasgos geomorfológicos y su relación con el origen del salar Pastos Grandes. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:199-209. Neuquén.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South Latitude. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 71(1):49-64. Tulsa.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, V.O., 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:89-100. Buenos Aires.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Fm. Pozuelos de la Puna, Salta. *Ameghiniana*, 20:265-280.
- Pratt, W., 1961. Local evidence of pleistocene to recent orogeny in the Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 72:1539-1550.
- Turner, J.C., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste. *Acta Geológica Lilloana*, 3:191-226. Tucumán.
- Turner, J.C., 1964. Descripción de la hoja 7c, Nevado de Cachi, Salta. Servicio Geológico Nacional, Boletín 99, 78 p.

Recibido: 4 de mayo, 1989

Aceptado: 14 de agosto, 1992

Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires.

Roberto A. VIOLANTE

*Servicio de Hidrografía Naval, Sección Geología Marina,
Avenida Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Holocene littoral barrier sedimentary environments in the coastal plain south of Villa Gesell, Buenos Aires Province.* The sequence of facies in the Holocene of the coastal plain between Villa Gesell and Mar Chiquita lagoon is described. The area forms part of the coastal plain on the southern flank of the Salado Basin and evolved during the beginning of the Holocene by the development of two synchronous littoral barrier systems developed in opposite directions against a headland formed by Pleistocene sediments between Pinamar and Villa Gesell. Present geological and geomorphological features of the area south of Villa Gesell resulted from the evolution of the southward prograding system. That system is characterized by a sequence of facies consisting of a transgressive barrier and associated coastal lagoon and tidal flat, as well as representatives of regressive environments such as lagoon, lagoonal beaches and ponds; all of them are covered by fluvial-eolian deposits. The Mar Chiquita Lagoon represents the present stage of the barrier system evolution. The westward (landward) advance of the whole system was controlled by a relict upper Pleistocene barrier ridge which regulated the distribution of the Holocene facies. The Holocene transgression reached its climax in this area approximately between 5200 and 4600 years B.P. when sea level was nearly 2 m above that of the present day.

Introducción

La evolución durante el Holoceno de muchas áreas costeras mediante la instalación y desarrollo de barreras litorales parece haber sido un rasgo común a diversas regiones del mundo. En nuestro país, que carece de costas de barrera actuales, también se ha mencionado la existencia de sistemas de barreras para el Holoceno en la llanura costera atlántica bonaerense (Parker 1979, Schnack *et al.* 1982, González y Weiler 1983, Weiler 1988).

El presente trabajo, basado en la Tesis Doctoral del autor (Violante 1988), da a conocer la secuencia de facies que caracterizan a los depósitos sedimentarios holocenos de la llanura costera ubicada entre la localidad de Villa Gesell y la Laguna Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Su interrelación permitió interpretar al conjunto como resultado de la instalación de un sistema de barrera litoral durante el episodio transgresivo-regresivo postglacial. Ya Schnack *et al.* (1982) y Fasano *et al.* (1982) habían asociado el origen de la Laguna Mar Chiquita al desarrollo de una barrera progradante hacia el sur durante la fase regresiva que siguió al máximo transgresivo del Holoceno ocurrido hace unos 5000 años. Las evidencias estratigráficas que surgen del presente estudio, el cual abarca inclusive la geología del subsuelo en áreas fuera del ámbito propio de la Laguna, permitieron establecer el momento de la instalación de la pri-

mitiva barrera con anterioridad a lo que interpretaron Schnack *et al.* (1982) y Fasano *et al.* (1982), coincidente con la etapa transgresiva holocena. Asimismo, pudieron determinarse las causas de la instalación del sistema de barrera, las que se vinculan a la interacción entre las características morfológicas del sustrato preholoceno y las condiciones oceanográficas (en respuesta a factores climáticos) imperantes al comienzo de la transgresión holocena.

El trabajo forma parte de los estudios de geología y geomorfología de la llanura costera y plataforma interior atlántica bonaerense al norte de Mar del Plata y del Río de la Plata que está llevando a cabo la Sección Geología Marina del Servicio de Hidrografía Naval.

Marco geológico

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector sureste de la Provincia de Buenos Aires, entre el Balneario de Villa Gesell al norte y la Laguna Mar Chiquita al sur (Fig. 1).

La región comprende una parte de la amplia llanura costera que se extiende a lo largo de toda la costa de la Provincia de Buenos Aires. Está ubicada en el flanco sur de la Cuenca del Salado, caracterizada por presentar una pila sedimentaria de unos 6000 m de espesor integrada por sedimentos cretácicos, terci-

rios y cuaternarios. La secuencia holocena representa la culminación del relleno sedimentario de la cuenca, la que sufrió durante el Cuaternario una subsidencia decreciente que permitió la superposición de sucesivas secuencias marinas, con interrupciones parciales en los procesos de sedimentación marina que llevaron a la intercalación de sedimentos continentales. La secuencia estratigráfica del Pleistoceno medio a superior-Holoceno del área fue descrita por Violante (1988) y publicada por Violante y Parker (1993). La misma da el marco de referencia para poder ubicar en la columna geológica las diferentes facies que integraron el sistema de barrera holocena y el sustrato sobre el cual ella se desarrolla.

Rasgos morfológicos del área

El área se caracteriza por presentar un relieve relativamente llano y uniforme, de suave pendiente regional hacia el sureste. Su altura máxima normalmente no excede los 10 m s.n.m., excepto en la franja de médanos costeros que llegan hasta los 30 ó 40 m.

Desde el punto de vista morfológico se diferencian cinco sectores, que son de este a oeste los siguientes (Fig. 2): cordón costero, llanura marginal, cordón central, cuenca interior y llanura alta.

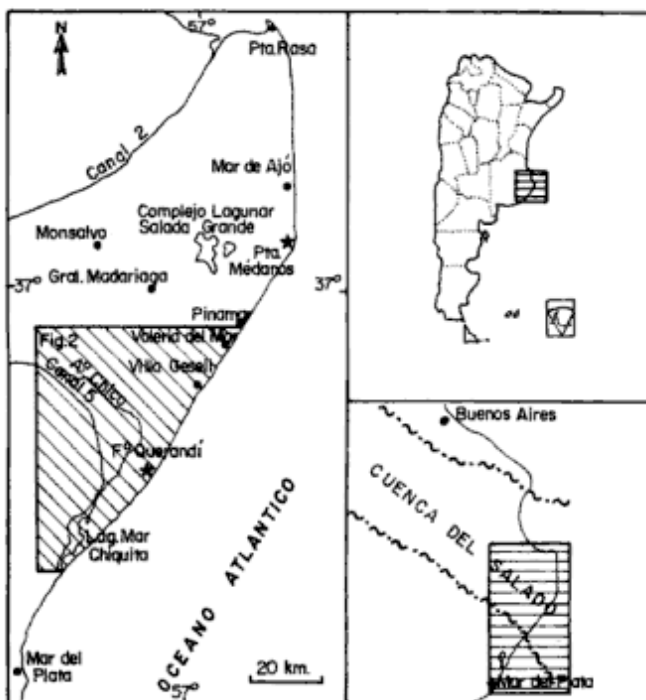


Figura 1: Plano de ubicación

Cordón costero

Corresponde al área de distribución de los médanos costeros y la playa adyacente que los provee de sedimentos. Los médanos tienen una morfología irregular propia de un sistema de dunas litorales (King 1966, en Bigarella 1972), con formas tales como dunas longitudinales, transversales, crestas barjanoides y barjanes. Según el Derrotero Argentino (Servicio de Hidrografía Naval, 1978), la altura de los mismos llega en la zona a 35 ó 40 m decreciendo de norte a sur, dirección en la cual también disminuye el ancho de la faja medanosa, que oscila entre 4 y 2 km. Hacia el oeste, los médanos presentan morfologías bastante degradadas y muchas veces se pueden reconocer las formas con orientaciones resultantes de los vientos dominantes actuales superpuestas a otras orientadas en direcciones diferentes a las impuestas por las condiciones imperantes hoy en día. El cordón medanoso está parcialmente fijado por la vegetación, particularmente en su parte occidental. La playa adyacente, típica de una costa marina abierta, con buen desarrollo de los ambientes de playa frontal y distal, tiene un ancho de unos 75 a 150 m incrementando de norte a sur.

Llanura marginal

Corresponde a la zona baja ubicada al oeste de la unidad anterior. La denominación de llanura marginal fue aplicada por Schnack y Gardenal (1979) en el área de la Laguna Mar Chiquita. Es una llanura deprimida de pendiente hacia el suroeste que se encuentra confinada entre el cordón costero y el cordón central, con cotas variables entre 4 m s.n.m. en el sector norte y 1 m en el sur.

Está surcada en su mitad sur por el único cauce natural de agua de la región, el Arroyo Chico o de las Gallinas. En su mitad norte, en cambio, se manifiesta como un gran bajo pantanoso. En las márgenes de esta depresión se suceden una serie de rasgos morfológicos menores de pequeña expresión topográfica (normalmente no excediendo el metro de altura sobre el relieve adyacente) de geometría mantiforme a cordoniforme.

Cordón central

Al oeste de la llanura marginal se extiende, desde la altura de la localidad de Villa Gesell hacia el suroeste, un rasgo cordoniforme cuya altura máxima llega a unos 7 m s.n.m., elevándose unos 2 a 4 m sobre los relieves bajos adyacentes, con un ancho variable entre

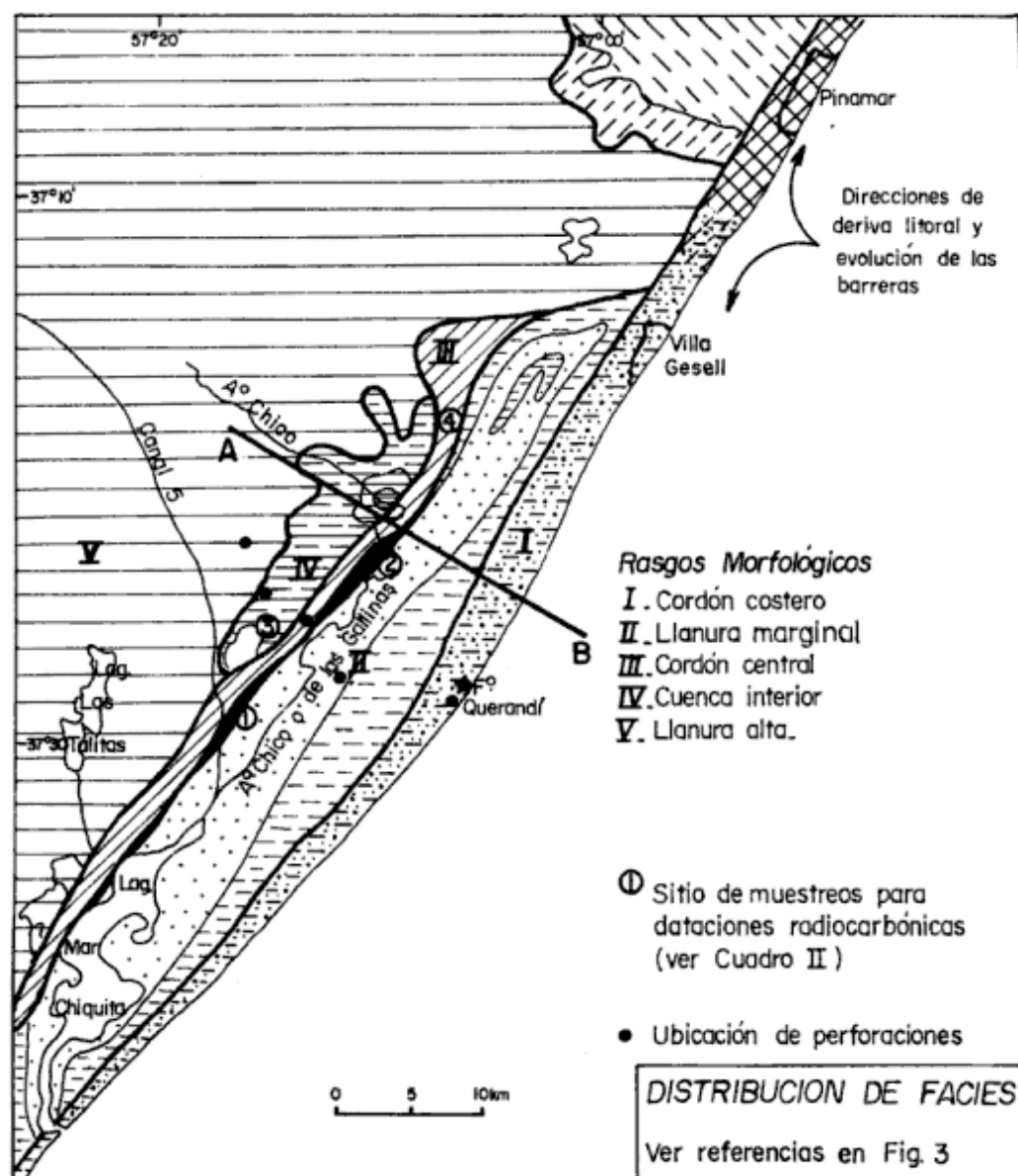


Figura 2: Distribución de facies

8 km en el sector norte y 1 a 1,5 km en el sur. Está cortado transversalmente por varios arroyos o canales que drenan desde el oeste y desaguan en el Arroyo Chico o de las Gallinas o directamente en la Laguna Mar Chiquita (canal artificial del Arroyo Chico, Canal 5, Canal 7, Arroyo Dulce o de Sotelo).

Cuenca interior

Se trata de una depresión cerrada cuyo fondo se halla en una cota de 1,5 a 3 m s.n.m. Su relieve es irregular y en las partes más bajas, en su sector sur, se ubican cuerpos de agua sin desagüe como la Lagu-

na La Nutria y el Cañadón Grande. La falta de drenaje natural le confiere características de zona anegadiza parcialmente cubierta de agua en buena parte del año, hecho alivianado solamente por la presencia del canal artificial del Arroyo Chico que la cruza de noroeste a sureste por su parte central.

Llanura alta

Es el área que margina por el norte y oeste a toda la región de estudio. Presenta un relieve ligeramente ondulado que se eleva por encima de la cota de 5 m, aumentando paulatinamente su altura hacia el oeste.

En las partes más deprimidas se ubican lagunas sin desagüe natural como las Del Maestro, La Limpia, Hinojales, El León Rabón, De los Difuntos, El Vigilante, Los Talitas y Nahuel Rucá, las que están marginadas por el norte, noreste y este por cuerpos medanosos cuya altura llega a los 10 m s.n.m. Algunas de las lagunas son drenadas a través de canales artificiales.

Distribución de los rasgos morfológicos y su vinculación con unidades geológicas

Si se hace un rápido análisis de los rasgos morfológicos descriptos, se verá que la curva de cota 5 m es el elemento que permite separar a cada uno de ellos (Fig. 2). A su vez, éstos guardan una estrecha relación con las unidades geológicas de edades diferentes aflorantes en la región. A excepción del cordón costero, aquellos rasgos ubicados por encima de la cota mencionada (esto es el cordón central y la llanura alta), corresponden a formas relictas, integradas por sedimentos preholocenos y heredadas de procesos geológicos que actuaron durante el Pleistoceno superior. Por su parte, las áreas ubicadas por debajo de los 5 m s.n.m. (llanura marginal y cuenca interior) corresponden a zonas deprimidas que fueron cubiertas por sedimentos holocenos durante el período transgresivo-regresivo postglacial, los cuales fueron regulados en su distribución por la existencia de aquellos rasgos relictos. A su vez, dentro de este Holoceno, es posible diferenciar formas vinculadas a los procesos actuales de otras desvinculadas de ellos, formadas durante un estadio de nivel del mar diferente del actual, como se verá más adelante.

Distribución de facies

Se ha reconocido un conjunto de facies en base a sus distintivas características litológicas, faunísticas, estructuras sedimentarias, relaciones laterales y morfología. El concepto de facies se lo toma aquí en el sentido de Reineck y Singh (1980) y Reading (1986), considerando que ellas representan sedimentos con características propias que fueron depositados en un determinado ambiente de depositación.

Las facies se agruparon en dos grandes unidades de acuerdo a su edad: 1) Sustrato preholoceno y 2) Sistema de barrera holocena. Al describirlas, se hará mención en cada caso a la nomenclatura estratigráfica

del área establecida por Violante (1988) y Violante y Parker (1993).

Sustrato preholoceno

Es importante hacer referencia a esta unidad ya que no solamente forma la base sobre la cual se distribuyen las facies del Holoceno, sino que la morfología que la misma mostraba a comienzos de la última transgresión reguló la distribución y alcances de ésta.

Está integrado por sedimentos pleistocenos de granometría variable, desde arenas arcillosas castaño grisáceas de ambiente de plataforma al este, pasando hacia el oeste a arenas limosas castaño amarillentas a rojizas con muy abundantes restos de conchillas, de ambientes de playas protegidas (playas de barreras) y más al oeste aún limos arenosos castaño verdosos a grisáceos de ambiente transicional (mareal y parcialmente lacustre), para culminar en el extremo occidental en limos y loess eólicos castaño rojizos que cubren un antiguo suelo.

El conjunto está formado por dos subunidades superpuestas, las que integran sendos ciclos transgresivo-regresivos (Fig. 3), que están representados por dos unidades litoestratigráficas, las Formaciones Lomauquén (inferior) y Canal 5 (superior) (Violante 1988, Violante y Parker 1993). El ciclo superior (el único aflorante) muestra rasgos morfológicos muy marcados que se manifiestan en el relieve como elementos positivos. Se diferencian dos rasgos principales: uno de ellos se halla en el sector occidental del área y corresponde a la denominada llanura alta, mientras que el otro está ubicado en la zona central y corresponde al cordón central (Fig. 2).

La llanura alta está formada por sedimentos limosos, en parte loessicos, de origen eólico (Formación Atlántida), que a fines del Pleistoceno cubrieron todo el relieve de la región como un manto de espesor uniforme que respetó la topografía original. La posterior acción de procesos de deflación en las partes más deprimidas produjo la remoción parcial de los sedimentos y su ulterior redepositación, formando conjuntos de depresiones-médanos (Formación Macedo), proceso ya descrito en el área por Schnack *et al.* (1982) y Fasano *et al.* (1982).

Por su parte, el cordón central representa un típico cordón de barrera (Formación Canal 5, Facies Los Médanos) integrado por arenas limoarcillosas con abundante fauna de moluscos bivalvos y gastrópodos,

a los que se asocian tubos fosilizados de crustáceos decápodos del género *Callianassa* y restos muy deteriorados de escápulas de cetáceos. Los argumentos sedimentológicos sumados al rasgo morfológico de la unidad (además de la litología, contenido faunístico y estructuras sedimentarias) conducen a interpretarla como perteneciente a una barrera litoral (Violante, 1990), la cual no es más que una parte de un sistema de barreras que se extenderían hacia otras áreas (continentales y marinas) de la Provincia de Buenos Aires (Violante y Parker, 1993).

La presencia de la mencionada barrera litoral impidió que la transgresión holocena se extendiera más hacia el oeste. Pero el sustrato preholoceno presenta otro rasgo que fue en su momento el que permitió que a comienzos del Holoceno se instalara en la región un nuevo sistema de barrera litoral. En efecto, se comprobaron las suposiciones previas de Tricart (1973) y Dangavs (1983) en cuanto a que la línea de costa a comienzos del Holoceno, formada por los sedimentos pleistocenos descritos, presentaba una saliente o cabo entre las actuales localidades de Villa Gesell y Pinamar, el cual reguló la distribución inicial de los sedimentos holocenos (Fig. 2).

Edad del sustrato preholoceno: conchillas contenidas en los sedimentos de playas de barrera fueron datadas mediante los métodos de carbono 14 y aminoácidos (Violante 1988), obteniéndose los valores que se muestran en la Tabla 1. En base a los mismos se ubica a la unidad en el Pleistoceno superior, aunque la disparidad de estos datos no permite definir aún la edad absoluta de los depósitos.

Sistema de barrera holocena

El análisis de las diferentes facies que integran el Holoceno permitió reconstruir los paleoambientes que conforman en conjunto un sistema de barrera litoral evolucionada en facies transgresivas y regresivas. Dichos ambientes se agrupan en: a) Ambientes asociados a la evolución de la barrera con anterioridad a la época actual (relictos) y b) Ambientes asociados a los procesos actuales.

Ambientes relicto asociados a la evolución de la barrera: están representados por las siguientes facies (Figs. 2 y 3), a su vez equivalentes a las

Tabla 1: Dataciones obtenidas en sedimentos pleistocenos y holocenos

Nº Ref. en Fig. 2	Nº Ref. Lab	Edad C ¹⁴ #	Edad A.A. Δ	Cota Muestra (m)	Unidad geológica
①	# 584	4180 ± 120		3.10	Banco de conchillas.
②	# 585	4640 ± 120		2.10	Playa en la base del banco.
②	# 586	5090 ± 200		2.50	Banco de conchillas.
③	# 588	5250 ± 200		3.00	Llanura de marea.
④	# 589	34000 ± 1600		4.00	Playa de barrera pleistocena
①	# 583 Δ UA 2111	> 43 000	más joven que Muestra UA 2110 (Wisconsin medio)	1.50	Playa de barrera pleistocena
②	Δ UA 2110		aparenta ser muy vieja. (Sangamon o mayor)	1.80	Playa de barrera pleistocena
# INGEIS					
Δ Lab. Univ. Alberta					

unidades lito-estratigráficas de Violante (1988) y Violante y Parker (1993) que se indican entre paréntesis:

- Barrera (= Facies Faro Querandí)
- Albufera (= Facies Puesto El Pájaro + Facies Arroyo de las Gallinas -parcialmente-)
- Llanura de mareas (= Facies Cañadón Grande)
- Playas interiores (= Facies La Diana + Facies Puesto Del Tigre)
- Lagunas interiores (= Facies San Francisco)
- Pantanos (= Paleosuelo La Pastora)
- Relleno de depresiones (= Formación Arroyo Chico)
- Relleno aluvial (= Facies Arroyo de las Gallinas -parcialmente-)

En la Tabla 2 se resumen todas aquellas características que permiten inferir el carácter ambiental de cada una de ellas.

A algunas de estas facies se asocian paleosuelos que representan períodos en los cuales actuaron procesos pedogenéticos y que tienen por tanto un considerable valor paleoambiental, cuyo estudio está siendo llevado a cabo actualmente.

Barrera: está integrada por arenas medianas a finas castaño amarillentas con fragmentos de conchi-

lla, semejantes a las de las playas actuales. La unidad no es aflorante pero en base a perforaciones se pudo determinar que posee una geometría propia de una barrera litoral, con una longitud de aproximadamente 60 km, un ancho total de unos 6 km y un espesor máximo reconocido de 10 m.

Albufera: los sedimentos arriba mencionados engranan hacia el oeste a arenas muy finas, limos y arcillas gris verdosas a gris castañas que rematan hacia arriba en limos arcillosos verde grisáceos oscuros. Su área de distribución conforma el rasgo morfológico denominado llanura marginal. Sus relaciones laterales y verticales con las facies adyacentes permiten interpretarla como depósitos típicos de una laguna costera parcialmente comunicada con el mar. El espesor de la unidad llega a unos 12 m. Su extensión hacia el oeste estuvo controlada por la presencia del cordón de barrera pleistoceno, sobre el cual se acuña. Pueden diferenciarse dentro de este ambiente distintos rasgos morfológicos evolutivamente menos avanzados de norte a sur, en el sentido de la evolución de la albufera.

Llanura de mareas: por detrás del cordón de barre-

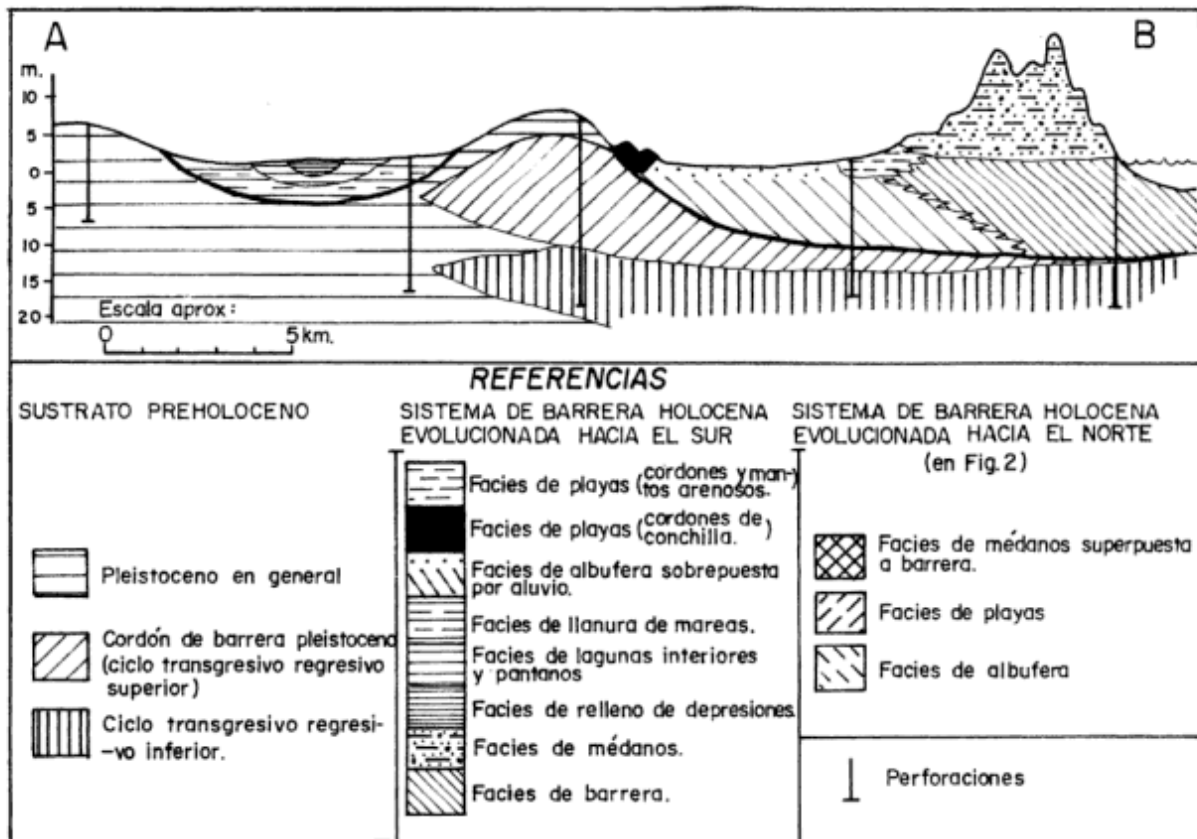


Figura 3: Corte estratigráfico (esquemático)

ra pleistoceno (en el ámbito de la cuenca interior) aparece un conjunto integrado por arenas, arenas limosas y arcillas, de tonalidades amarillento verdosas, con abundantes individuos de *Tagelus plebeius* (Lightfoot) con las valvas articuladas y en posición de vida, como asimismo restos de *Pitaria rostrata* (Koch) y pequeños gastrópodos, algunos de ellos de aguas salobres a dulces, como *Littoridina conexa* (Gaillard) y *Planorbis* sp. Su espesor es de unos 2 m. Estos sedimentos fueron depositados durante el máximo de la transgresión holocena en una llanura de mareas que se comunicaba con la laguna adyacente por canales de marea cortados a través del antiguo cordón del Pleistoceno superior.

Playas interiores: la facies de albufera está marginada por depósitos de playas de variada constitución y morfología que se los clasificó en tres grupos:

a) *Cordones de conchillas:* se hallan en el borde occidental de la llanura marginal al sur de la Ea. Arroyo Chico, apoyados sobre el sustrato preholoceno o sobre la facies de albufera (Fig. 2). Son depósitos cordoniformes de no más de 1 a 1,5 m de espesor formados por valvas de moluscos de diferentes tamaños y

estados de conservación, incluidas en una matriz areno a limoarcillosa de color gris castaño a verdoso. En algunos lugares se observa una alternancia de capas con conchillas grandes de bivalvos y capas con conchillas pequeñas de bivalvos y gastrópodos, e incluso capitas formadas por rodados de toscas, siendo notoria en las mismas localidades una zonación vertical de especies en una secuencia que permite identificar tres niveles superpuestos: *Inferior:* formado por una capa de arcillas arenosas verde grisáceas con abundantes individuos enteros y en posición de vida de *Ostrea spreta* (d'Orbigny), o por un nivel de arenas muy finas amarillentas con conchilla triturada; corresponde a una playa de baja energía sobre la cual se desarrolló el banco propiamente dicho, representado por el nivel intermedio. *Intermedio:* está integrado por arenas y arcillas gris oscuras con abundante fauna de moluscos pertenecientes a especies muy diversas, entre los que predominan *Mactra isabelleana* (d'Orbigny) y *Mactra patagonica* (d'Orbigny), las que unas veces presentan sus valvas orientadas con la concavidad hacia abajo y otras están dispuestas caóticamente. El conjunto presenta estratificación diagonal con las capas individuales buzando hacia el oeste (hacia el continente), mientras que hacia el este las

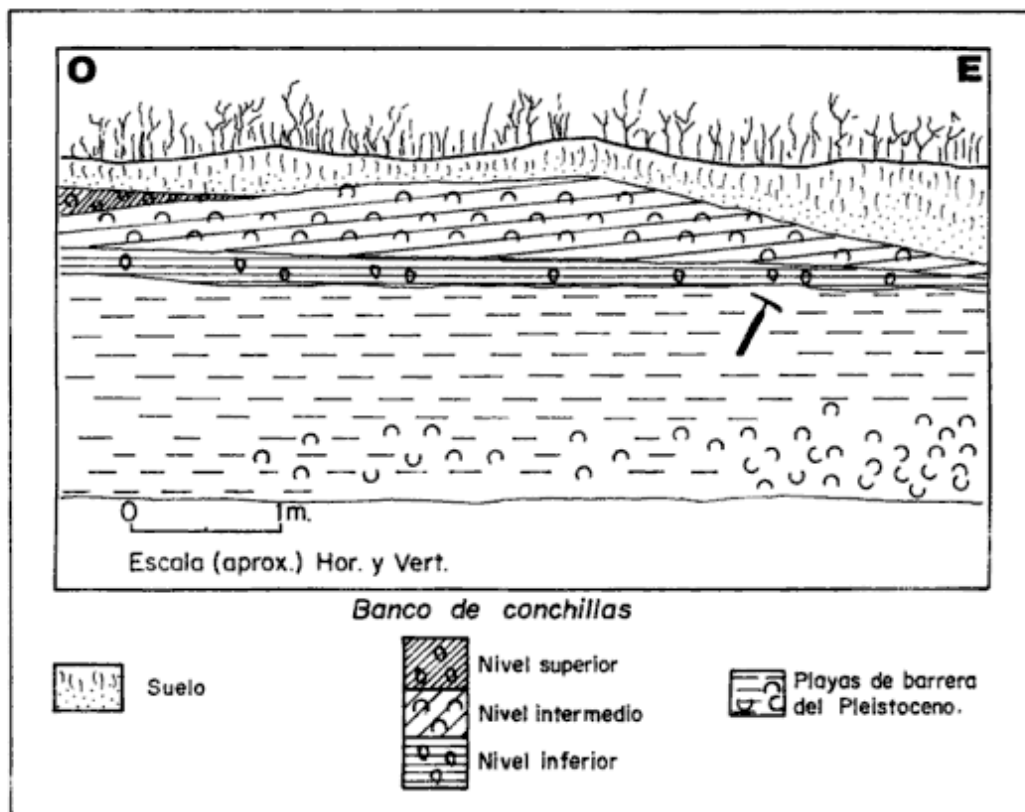


Figura 4: Estructura interna de un cordón de conchillas

Tabla 2: Rasgos geológicos y geomorfológicos que definen los ambientes de sedimentación holocenos.

Unidad litoestratigráfica	Relaciones faciales	Geoforma	Sedimento	Aspecto de campo	Estructuras	Contenido faunístico
Fm. Punta Médanos	No hay	Médanos y playa	Arenas medianas a finas castaño amarillentas	Típicas dunas eólicas y playa asociada	Médanos: estratificación entrecruzada eólica. Playas: estructuras típicas	Fragmentos triturados de bivalvos
Fm. Arroyo Chico	No hay	No posee	Limo arenoso arcilloso castaño amarillento	Masivo, con restos de raicillas. Rellena depresiones	No tiene	Estéril
Fac. Puesto del Tigre	Típica de un sistema de barrera	Playas interiores escalonadas	Arenas finas castaño oscuras a grisáceas	Montículos alargados de aspecto cordoniforme a mantiforme	No se hallaron	Fragmentos triturados de bivalvos
Fac. San Francisco	Laguna costera en facies regresivas	No posee	Arena fina limosa gris clara	Capa de poco espesor en el fondo de una paleo-laguna	No tiene	Caracoles de agua dulce
Fac. Arroyo de las Gallinas		Rellanos de madera de la laguna en parte modificados por acción fluvial	Arenas limosas y limos arcillosos verdosos y arcillas limosas gris amarillentas	Depósitos fangosos que conforman zonas bajas pantanosas	No se hallaron	No se describió. Otros autores indican fauna propia de lagunas de poca salinidad
Fac. La Diana		Cordones de playas interiores	Conglomerado conchífero a arenas o limos con conchillas y arenas finas a medianas	Depósitos cordoniformes	Estratificación plana a diagonal, a veces con superficies truncadas	Bivalvos y gastro-podos marinos, a veces en posición de vida y otras con las valvas con la concavidad hacia abajo
Fac. Faro Querandí	Típica de un sistema de barrera	No posee por ser una unidad no aflorante	Arenas medianas a finas castaño amarillentas	No posee por no ser aflorante	No se hallaron	Fragmentos de bivalvos
Fac. Puesto El Pájaro	Laguna costera en facies transgresivas	No posee	Arenas limo-arcillosas, limos y arcillas ar. gris verdosas a gris cast. Fracciones gruesas incr. en áreas marginales	Depósitos fangosos algo compactos con una típica coloración verdosa oscura	No se hallaron	Fragmenos de bivalvos
Fac. Cañadón Grande		No posee	Arenas limosas amarillo verdosas y arcillas verdosas	No posee un rasgo distintivo	No se hallaron	Bivalvos marinos y gastr. de ambiente mixto, muchas veces en pos. de vida

Diagrama variabilidad (Tanner 1982)	SK vs KG * (Tanner 1982)	SB #	EH #	Mineralogía	Ambiente propuesto	
Ambiente lacustre-eólico asociado a sistema de barrera costera	Ambiente no definido asociado a sistema de barrera costera	No	Sí	Abundantes minerales pesados de baja densidad	Dunas eólicas y playas actuales	Dunas costeras-playas
					Sedimentos depositados en el fondo de cuencas cerradas, por acción combinada eólica y escurrimiento superficial	Continental (relleno de lagunas interiores)
Ambiente eólico asociado a sistema de barrera costera	Ambiente no definido asociado a sistema de barrera costera	Sí	Sí	Sin rasgos distintivos	Playas interiores de laguna costera en su borde oriental, en facies regresivas. Modificadas superficialmente por acción eólica	Aparato Lagunar Costero
					Lagunas pequeñas sin drenaje	
Ambiente lacustre asociado a sistema de barrera costera	Ambiente no definido asociado a sistema de barrera costera	Indefinido	Indefinido	Sin rasgos distintivos	Laguna costera en su etapa de relleno aluvial con transición a rellenos de marea, modificados en parte por acción fluvial	
				Abundantes minerales pesados de alta densidad	Depósitos de berma de tormenta en playas protegidas	
Ambiente lacustre asociado a sistema de barrera costera	Ambiente no definido asociado a sistema de barrera costera	Sí	A veces	Sin rasgos distintivos	Barrera litoral	Sistema de barrera
Ambiente lacustre asociado a sistema de barrera costera	Ambiente no definido asociado a sistema de barrera costera	Sí	No	Sin rasgos distintivos	Laguna costera de carácter restringido pero de fuerte influencia marina al principio y albuférico al final	
				Abundantes minerales pesados de alta densidad	Llanuras mareales	Laguna costera

Referencias: *SK: Coeficiente de asimetría - KG: Coeficiente de curtosis
#SB: Surf Break - EH: Eolian Hump (Tanner 1982) (Violante 1988)

mismas aparecen truncadas por erosión (Fig. 4). Estas estructuras son propias de cordones de playa formados durante tormentas (Psuty 1966, en Reineck y Singh 1980). La asociación de estructuras sedimentarias y modo de yacencia de las conchillas indica condiciones hidrodinámicas de moderada a alta energía (Salazar Jiménez *et al.* 1982, Donner y Junger 1975, en González *et al.* 1983). *Superior*: es una capa de composición arenosa donde domina la especie *Brachyontes rodriguezi* (d'Orbigny), con individuos en posición de vida; representa depósitos en cuerpos de agua restringidos a las depresiones entre bancos sucesivos.

b) *Cordones arenosos*: en todo el ámbito ocupado por la facies de albufera al norte de la Ea. Arroyo Chico (Fig. 2), aparecen cordones de composición arenosa con escasa conchilla triturada, que se suceden en niveles decrecientes escalonados hacia la parte central de la llanura marginal. Corresponden a depósitos de playas interiores protegidas, que se fueron sucediendo a medida que el nivel del mar decrecía durante la regresión.

c) *Mantos arenosos*: por detrás de la facies de barrera, en el borde oriental de la llanura marginal (Fig. 2), se desarrollaron playas arenosas formadas por los mismos materiales que componían la barrera y que fueron retrabajados primero por acción de las aguas de la laguna y posteriormente por acción eólica. No se descarta que puedan ser parcialmente el resultado de procesos de sobrelevado (*overwash*). Los mismos están formados por arenas finas castaño grisáceas a amarillentas oscuras con escasa conchilla, que se disponen en una morfología de depósitos mantiformes escalonados en niveles decrecientes hacia el interior de la albufera.

Lagunas interiores: en las partes más deprimidas de la antigua llanura de mareas, como asimismo en depresiones excavadas en el sustrato preholoceno, se instalaron durante la regresión pequeños cuerpos lacustres que dejaron depósitos de hasta 20 cm de espesor de arenas finas limosas gris claras a blanquecinas con abundantes organismos de agua dulce como *Littoridina conexa* (Gaillard) y *Planorbis* sp.

Pantanos: por encima de los sedimentos recién mencionados se encuentra una capa de arena arcillosa negra con escasos fragmentos de conchilla y abundantes restos de raíces, de 20 cm de espesor, que corresponde a un suelo incipiente de pantano evolucionado tras el secamiento de las lagunas.

Relleno de depresiones: cubriendo a los depósitos de la facies de pantanos, aparecen 40 cm de limos arenociliosos castaño amarillentos a gris castaños que rellenan la depresión ocupada por la antigua laguna. Estos sedimentos se han depositado allí por el arrastre de materiales preholocenos desde terrenos altos adyacentes a las depresiones por acción eólica y escurrecimiento superficial.

Relleno aluvial: la facies de albufera está recubierta por limos y arcillas verdosos a gris amarillentos que representan el relleno aluvial que colmó la laguna al quedar progresivamente desprovista de agua durante la parte final de la regresión holocena. Una cobertura eólica semejante a la que rellena las depresiones en el ámbito de la cuenca interior remata la secuencia típica de albufera.

Ambientes asociados a los procesos actuales: sobre los ambientes hasta aquí mencionados se desarrollan otros vinculados a los procesos imperantes hoy en día, que representan la culminación de la evolución del sistema de barrera. Están caracterizados por las siguientes facies:

Médanos (= Fm. Punta Médanos -parcialmente-)

Playa (= Fm. Punta Médanos -parcialmente-)

Cauce fluvial y llanura de inundación del Arroyo Chico-Arroyo de las Gallinas

Lagunas

Zonas intermareal y supramareal de la Laguna Mar Chiquita

Médanos: están integrados por arenas finas y medianas con una morfología propia de dunas originadas por los procesos eólicos imperantes actualmente sobre la costa.

Playa: está formada por arenas medianas a finas con cantidades variables de conchilla; estos sedimentos tienden a variar granométricamente en forma decreciente de sur a norte.

Cauce fluvial y llanura de inundación: la llanura marginal está surcada de norte a sur, en su mitad meridional, por el sistema Arroyo Chico-Arroyo de las Gallinas que desemboca en la Laguna Mar Chiquita. El mismo desarrolla una llanura de inundación cubierta por sedimentos arenosos gris amarillentos.

Lagunas: en la región se desarrollan cuerpos lagunares que ocupan depresiones del sustrato, ya sea sobre materiales sedimentarios pleistocenos como holocenos. Conforman cuerpos de agua de circulación restringida y de muy escaso desarrollo areal a excep-

ción de la Laguna Mar Chiquita, la única vinculada genéticamente a la evolución del sistema de barrera holocena.

Zona intermareal y supramareal de la Laguna Mar Chiquita: corresponde al área hoy en día influenciada por las aguas de la laguna.

Edad del sistema de barrera holocena: dataciones por carbono 14 realizadas sobre valvas de moluscos de diferentes facies pertenecientes al sistema de barrera holocena (Violante 1988), permitieron establecer la edad de las mismas así como acotar el límite temporal del máximo transgresivo postglacial. En la Tabla 1 se muestran las cuatro edades obtenidas, de las cuales tres pertenecen a la facies de playa interiores y la restante a la llanura de mareas.

Las tres primeras provienen de material extraído de los cordones de conchillas. El dato correspondiente a una de ellas (muestra 585) es el verdaderamente confiable por cuanto se obtuvo sobre individuos de *Ostrea spreta* hallados en posición de vida enterrados en el sustrato arenociloso del nivel inferior del banco, en una cota de unos 2,10 m, mientras que las dos restantes (muestras 584 y 586) provienen de valvas retrabajadas de *Macra isabelleana* y *Macra patagonica* del nivel intermedio que se hallan en cotas de 3,10 y 2,50 m respectivamente. La edad proveniente de la muestra 585 (4640 ± 120 años A.P.) se considera que representa un momento muy cercano al del máximo transgresivo, basándose en que ese nivel de *Ostrea spreta*, apoyado sobre el sustrato pleistoceno, corresponde al máximo nivel de playa holocena sobre el que se desarrolló el cordón de playa más distal, a partir del cual los cordones sucesivos se escalonaron en niveles decrecientes hacia el interior de la laguna a medida que el nivel del mar descendía. Las edades de las muestras 584 y 586 (4180 ± 120 y 5090 ± 200 años A.P.) representan en cambio edades máximas que corresponden al momento de la muerte del individuo pero no al de formación del depósito, lo que resulta obvio en el caso de la segunda edad mencionada, la que se obtuvo del mismo perfil que la muestra de *Ostrea spreta* a 40 cm por encima de ésta, ya dentro de la masa del banco formado por condiciones de alta energía.

La datación radiocarbónica proveniente de la facies de llanura de marcas (muestra 588) fue obtenida a partir de individuos en posición de vida de *Tagelus plebeius* que se encuentran en una cota cercana a los 3 m, los que arrojaron una edad de 5250 ± 200 años A.P. Si se compara esta edad con la del nivel inferior del cordón de conchillas, que como se mencionó fue interpretada como representativa del momento del

inicio de la regresión, debe concluirse que la formación de la llanura de mareas, que precede a aquél, sería coincidente con algún momento anterior al comienzo de la regresión, y por lo tanto ocurrido durante la parte final del evento transgresivo, tal vez caracterizado por la estabilización del nivel del mar.

De esta manera, queda datado el límite entre el Holoceno transgresivo y el regresivo en el área en un lapso de tiempo comprendido entre aproximadamente los 5200 y 4600 años A.P., valores cercanos al de 5000 años establecido originalmente por Schnack *et al.* (1982). Posteriormente, Schnack *et al.* (1983), en base a una datación en el Arroyo Las Brusquitas que fue también publicada por Espinosa *et al.* (1984), llevaron a aproximadamente 6000 años A.P. el nivel eustático máximo del Holoceno para el área de la Laguna Mar Chiquita. Por otra parte, Isla (1989) construyó una curva de variación del nivel del mar del Holoceno para toda la Provincia de Buenos Aires a partir de la recopilación de dataciones provenientes de diversos sitios, determinado un nivel máximo entre los 6500 y 6000 años A.P. La disparidad entre el momento del máximo transgresivo establecido por estos autores y el propuesto en la presente contribución debería buscarse en la comparación entre los datos puntuales provenientes del área específica de la Laguna Mar Chiquita y alrededores y el valor obtenido de la compilación de información de áreas diversas que dio como resultado la curva generalizada para la Provincia (Isla 1989, fig. 1, curva 5). Los datos aquí aportados son exclusivamente locales, y tanto ellos como todo otro dato puntual nuevo que se agregue, sin duda ayudará a corregir la curva general en pos de una progresivamente más precisa.

Evolución

Con el inicio de la transgresión holocena, el antiguo cabo integrado por sedimentos pleistocenos ubicado entre Villa Gesell y Pinamar se constituyó en el rasgo morfológico que indujo a la instalación de las barreras holocenas.

Enfrentada en la dirección dominante de proveniencia de la ola, esa prominencia de costa obró de área de bifurcación de la deriva litoral permitiendo el crecimiento de espigas litorales a ambos lados de la misma, cada una de las cuales pudo haberse iniciado a la manera expuesta por el modelo de Swift (1975). Dichas espigas evolucionaron rápidamente por emergencia en barreras quedando por detrás de ellas cuerpos de agua de circulación restringida de carácter albuférico (Fig. 2). Este modelo se asemeja, en

cuanto a su génesis y morfología, al que Penland y Boyd (1985) describieron para uno de los subdeltas abandonados del Delta del Mississippi (Complejo Deltaico Lafourche), donde el cuerpo principal del subdelta (*erosional headland*) está flanqueado por islas de barrera (*flanking barrier islands*) que se formaron como espigas adosadas a aquél debido al transporte litoral divergente.

Una vez iniciado el proceso de formación de espigas divergentes, cada uno de los sistemas de barrera-laguna costera originados a partir de ellas evolucionó independientemente dependiendo los rasgos adquiridos de factores locales tales como forma y tamaño de la cuenca de depositación, morfología del sustrato preholoceno, disponibilidad de sedimentos, interacción con otros sistemas de deriva litoral y condiciones oceanográficas propias de cada ambiente.

El sistema evolucionado hacia el noreste llevó a la configuración actual de la costa al norte de Pinamar (Parker 1979 y 1980), mientras que el que creció hacia el suroeste de Villa Gesell siguió un proceso evolutivo hasta llegar al estado actual representado por la Laguna Mar Chiquita, que es el que se describe en esta contribución.

La espiga formada al sur del cabo preholoceno se extendió hacia el suroeste por deriva litoral al tiempo que sufrió un rápido crecimiento vertical transformándose en una barrera, la que delimitó hacia el oeste un ambiente semicerrado o bahía abierta al mar ("Ensenada marina", como fue descrita por Frenguelli 1935). A medida que progresaba la ingresión y la barrera seguía migrando hacia el sur, la bahía se iba restringiendo y adquiriendo un carácter albuférico con depositación en su interior de sedimentos cada vez más finos. A su vez, la falta de aporte sedimentario desde el continente permitió que todo el sistema migrara hacia el oeste sobre el sustrato preholoceno produciendo una erosión parcial de éste y de las propias facies marginales de la albufera que quedaron así borradas del registro geológico. Este es el proceso denominado por Swift *et al.* (1971) *erosion retreat* (retroceso erosional) que es el responsable de que las secuencias transgresivas, a diferencia de las regresivas, carezcan en general de facies litorales o de playa (Fischer 1961) e incluyan importantes superficies erosionales (Elliott 1986). Es decir, las facies transgresivas y regresivas tienen diferente potencial de preservación (Mc Cubbin 1982), aunque ello no implica la pérdida del registro transgresivo, el cual siempre debe dejar, aunque enmascarados, sus propios rasgos en la secuencia (Kraft y John 1979).

La expresión topográfica del antiguo cordón de barrera preholoceno impidió que el sistema de barrera-laguna costera holocena migrara más hacia el inte-

rior del continente. Así, al alcanzarse el máximo transgresivo, las aguas de la laguna rebasaron esporádicamente aquel cordón a través de canales e inundaron la depresión interior, formando una llanura de mareas.

Los datos con los que se cuenta hasta el momento permiten inferir que el máximo transgresivo ocurrió en el área entre aproximadamente 5200 y 4600 años A.P., alcanzando un nivel de alrededor de los 2 m sobre el nivel del mar actual (Schnack *et al.* 1982, determinaron un nivel entre 2 y 2,5 m), momento en el cual el extremo sur de la barrera se hallaba algo al norte del Faro Querandí, según se interpreta a partir de la posición del límite entre los bancos de conchillas, indicadores de playas semiabiertas al mar con cierta energía de ola y con aporte de moluscos marinos, a los bancos de arena, típicos de áreas lagunares restringidas desarrolladas a espaldas de la barrera (Fig. 2).

Al iniciarse el período regresivo subsiguiente, los distintos ambientes asociados al sistema de barrera-laguna costera evolucionaron de manera diferente en respuesta a los rasgos morfológicos propios de cada uno de ellos, de acuerdo a su vinculación con el cordón de barrera preholoceno.

Por detrás de este cordón, la antigua llanura de mareas comenzó a secarse en la medida que descendía el nivel del agua, quedando sus partes más deprimidas transformadas en lagunas sin desagüe en las que se hizo importante el aporte de aguas continentales, las que pronto evolucionaron en lagunas semi-permanentes y posteriormente en pantanos, sobre los cuales comenzó a desarrollarse un suelo incipiente para finalmente cegarse toda la depresión mediante la redepositación de sedimentos transportados a las mismas desde los relieves altos adyacentes por el efecto combinado de acción eólica y escurrimiento superficial.

En cambio, el ambiente de albufera, ubicado por delante del cordón preholoceno, continuó su evolución hacia el sur por su confinamiento entre éste y la barrera holocena que seguía avanzando por deriva litoral en la misma dirección.

Del inicio de esta etapa regresiva datan los cordones conchiles arenosos, que a partir de ese momento comenzaron a preservarse en virtud de que rápidamente quedaban aislados de los procesos erosivos costeros.

A medida que descendía el nivel del mar, la laguna se iba colmatando de norte a sur por la depositación de sedimentos aluviales y eólicos que acompañaba el retroceso general, sobre los cuales se desarrolló el sistema fluvial del actual Arroyo Chico-Arroyo de las Gallinas. Al mismo tiempo, sobre la barrera, los médanos costeros alcanzaban su configuración actual.

Este esquema evolutivo en facies regresivas está bien documentado por la secuencia de edades radiocarbónicas obtenidas en los sedimentos de la llanura marginal adyacente a la Laguna Mar Chiquita por Schnack *et al.* (1982: 146, fig. 2), que muestra una variación decreciente de edades desde la latitud de la Laguna Los Talitas hacia el sur. Los datos aportados aquí son congruentes con esta tendencia, al igual que las dataciones obtenidas por Weiler y González (1988) en el Arroyo de Sotelo. No obstante, se difiere con Schnack *et al.* (1982) en cuanto al momento de la instalación de la barrera, ya que las evidencias aportadas aquí son lo suficientemente claras para suponer que la misma data del Holoceno inferior (en facies transgresivas) y no de la etapa regresiva como esos autores lo postularon.

Conclusiones

La llanura costera atlántica bonaerense al norte de Mar del Plata (ámbito perteneciente al flanco sur de la Cuenca del Salado), evolucionó durante el Holoceno a partir de la instalación de dos sistemas de barreras adosadas a una antigua prominencia de costa formada por sedimentos de edad pleistocena ubicada entre Villa Gesell y Pinamar, que crecieron en direcciones opuestas por deriva litoral divergente.

El sector de llanura costera ubicado al sur de Villa Gesell sufrió una evolución propia de la interacción del correspondiente sistema de barrera con el sustrato pleistoceno, cuyos rasgos morfológicos relicto regularon la distribución de aquél.

La relación lateral y vertical de facies es propia de un sistema de barrera-laguna costera con sus ambientes asociados: llanura de mareas, lagunas, playas y depósitos fluvioeólicos.

El momento del establecimiento de la barrera progradante hacia el sur data de la etapa transgresiva del Holoceno.

El máximo nivel del mar alcanzado por la transgresión holocena en el área es acotada entre aproximadamente 5200 y 4600 años A.P. en un nivel de unos 2 m por encima del mar actual.

Agradecimientos

El autor agradece a G. Parker, codirector de la Tesis Doctoral de la cual se extrae esta contribución, por su asesoramiento y lectura crítica realizada, y a la cartógrafa María T. Maza por la confección de las ilustraciones. Asimismo expresa su reconocimiento a los

árbitros que evaluaron el trabajo por la dedicación puesta en la revisión del mismo y las sugerencias realizadas aun cuando algunas de ellas no sean compartidas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bigarella, J.J., 1972. Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. En: Recognition of ancient sedimentary environments, Rigby, J.K. y Hamblin, W.K. (Eds.) Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication, 16: 12-62.
- Dangavs, N.V., 1983. Geología del Complejo Lagunar Salada Grande de Gral. Lavalle y Gral. Madariaga, Pcia. de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2): 161-174.
- Elliott, T., 1986. Siliciclastic shorelines. En: Sedimentary environments and facies, Reading, H.G. (Ed.) Blackwell Scientific Publ., 2a. ed., Ch. 7: 155-188.
- Espinosa, M.A., Fasano, J.L., Ferrero, L., Isla, F.I., Mujica, A. y Schnack E., 1984. Microestratigrafía y micropaleontología de los sedimentos holocenos aflorantes en la desembocadura del Arroyo Las Brusquitas (Partido de Gral. Pueyrredón) y en Punta Hermengo (Partido de Gral. Alvarado), Prov. de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, 3: 520-536.
- Fasano, J.L., Hernández, M.A., Isla, F.I. y Schnack, E., 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la Laguna Mar Chiquita, Pcia. de Buenos Aires. Oceanológica Acta. Simp. Intern. sobre lagunas costeras, SCOR/IABO/UNESCO, Bordeaux, Francia, (1981): 285-292.
- Fischer, A.G., 1961. Stratigraphic record of transgressing seas in light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 45 (10): 1656-1666.
- Frenguelli, J., 1935. Diatomeas de la Mar Chiquita al norte de Mar del Plata. Notas Museo de La Plata. I, Botánica, 5, 121-140.
- González, M.A. y Weiler, N.E., 1983. Ciclicidad de niveles marinos holocénicos en Bahía Blanca y en el Delta del Río Colorado (Pcia. de Buenos Aires) en base a edades carbono 14. Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemisiciclo deglaciar en la Argentina, Mar del Plata (1983). Actas: 69-90.
- González, M.A., Weiler, N.E., Alberio, M.C. y Angiolini, F.E., 1983. Interpretación de edades carbono 14 invertidas y mezcladas en la espiga de playa holocénica de Gral. Cerri (Bahía Blanca, Pcia. de Buenos Aires, Argentina). Ameghiana, 20 (3-4): 227-237.
- Isla, F.I., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. Quaternary Science Review, 8: 359-368.
- Kraft, J.C. y John, C.J., 1979. Lateral and vertical facies relations of transgressive barriers. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 63 (12): 2145-2163.
- Mc Cubbin, D.G., 1982. Barrier-island and strand plain facies. En: Sandstone depositional environments, Scholle, P.A. y Spearing, D. (Eds.) Publication of American Association of Petroleum Geologists: 247-280.
- Parker, G., 1979. Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Prov. de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 167-183.
- Parker, G., 1980. Estratigrafía y evolución morfológica durante el Cuaternario en Punta Médanos, Prov. de Buenos Aires. Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense, Mar del Plata, Actas: 205-221.
- Penland, S. y Boyd, R., 1985. Mississippi Delta barrier shoreline development. En: Transgressive depositional environments of the Mississippi River Delta Plain: a guide to the barrier island, beaches and shoals in Louisiana, Penland, Boyd, S. y R. (Eds.) Guidebook Series 3, Louisiana Geol. Survey, Baton Rouge, 53-121.

- Reading, H.G., 1986. Facies. En: *Sedimentary environment and facies*. Reading, H.G. (Ed.) Blackwell Scient. Publ., 2a. ed., Ch. 2: 4-19.
- Reineck, H.E. y Singh, I., 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, 2a. ed., 549 p.
- Salazar Jiménez, A., Frey, R.W. y Howard, J.D., 1982. Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (2): 565-586.
- Schnack, E.J., Alvarez, J.R. y Cionchi, J.L., 1983. El carácter erosivo de la línea de costa entre Mar Chiquita y Miramar, prov. de Buenos Aires. *Simp. Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycleo deglacial en la Argentina, Mar del Plata, Actas: 118-130.*
- Schnack, E., Fasano, E. e Isla, F., 1982. The evolution of Mar Chiquita Lagoon coast, Buenos Aires province, Argentina. *Proceedings International Symposium on sea level changes in the last 15.000 years, magnitude and causes, Columbia, South Carolina, U.S.A., (1981). Actas: 143-155.*
- Schnack, E. y Gardenal, M., 1979. Holocene transgressive deposits, Mar Chiquita Lagoon area, Province of Buenos Aires, Argentina. *Proc. Intern. Symp. on coastal evolution in the Quaternary, Sao Paulo, Brasil, (1978): 419-425.*
- Servicio de Hidrografía Naval, 1978. *Derrotero Argentino, parte II: Costa del Atlántico desde Cabo San Antonio A Cabo Virgenes y Punta Dungeness*. Servicio de Hidrografía Naval. Publicación H-202, 7a. ed. 457 p..
- Swift, D.J.P., 1975. Barrier island genesis: evidence from the Central Atlantic Shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14: 1-43.
- Swift, D.J.P., Sanford, R.B., Dill, C.H. y Avignone, N.F., 1971. Textural differentiation on the shoreface during erosional retreat of an unconsolidated coast, Cape Henry to Cape Hatteras, western North Atlantic Shelf. *Sedimentology*, 16: 221-250.
- Tanner, W.F., 1982. High marine terraces of Mio-Pliocene age, Florida panhandle. Florida Bureau of Geology, Scott, T.M. y Upchurk, S.B. (Eds.), *Special Publication 25: 200-209.*
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de la pampa deprimida. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Colección científica, 22, 202 p.
- Violante, R.A., 1988. Geología de la "planicie costera" entre Villa Gesell y Faro Querandí, Prov. de Buenos Aires. Tesis Doctoral N° 507, Fac. de Ciencias Nat. y Museo, La Plata, 221 p. (inédito).
- Violante, R.A., 1990. El sistema de barrera litoral-laguna costera del Pleistoceno superior en el sector comprendido entre Villa Gesell y la Laguna Mar Chiquita, Pcia. de Buenos Aires. *Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan: 270-275.*
- Violante, R.A. y Parker, G., 1993. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Prov. de Buenos Aires). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 215-227.
- Weiler, N.E., 1988. Depósitos litorales del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, Prov. de Buenos Aires. *Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, Actas: 245-249.*
- Weiler, N.E. y González, M.A., 1988. Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (Prov. de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 529-543.

Recibido: 2 de agosto, 1989

Aceptado: 18 de agosto, 1992

Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires)

Roberto A. VIOLANTE y Gerardo PARKER

Servicio de Hidrografía Naval. Sección Geología Marina, Avenida Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Stratigraphy and evolution of middle to upper Pleistocene - Holocene in the coastal plain of Faro Querandí (Buenos Aires Province).* The stratigraphy of the middle and upper Pleistocene - Holocene sequence in the area adjacent to Querandí Lighthouse, eastern coastal plain of Buenos Aires Province, on the southern flank of the Salado Basin, is described. The sequence comprises nine Formations, some of which are divided into facies representing lithosomes. Three transgressive-regressive events were recognized, two of them occurred during the middle and upper Pleistocene and the other during the Holocene. All these events are considered to be the result of climatic changes related to alternating glacial and interglacial periods. Both glaciostatic and tectonic processes, in this case related to decreasing subsidence, were responsible for the superposition of sediments from different transgressive-regressive events.

Introducción

La presente contribución está basada en parte de la Tesis Doctoral de uno de los autores (Violante 1988). Su objetivo es dar a conocer la secuencia estratigráfica del Pleistoceno medio a superior-Holoceno de la llanura costera bonaerense del área de Faro Querandí, Provincia de Buenos Aires, y a partir de ella elaborar un modelo evolutivo para la región.

Algunas características evolutivas parciales del área ya fueron publicadas o están a punto de serlo (Violante 1990 y 1993). También otros autores se han ocupado de aspectos evolutivos de sectores vinculados a esta región (Schnack *et al.* 1982, Weiler y González 1988).

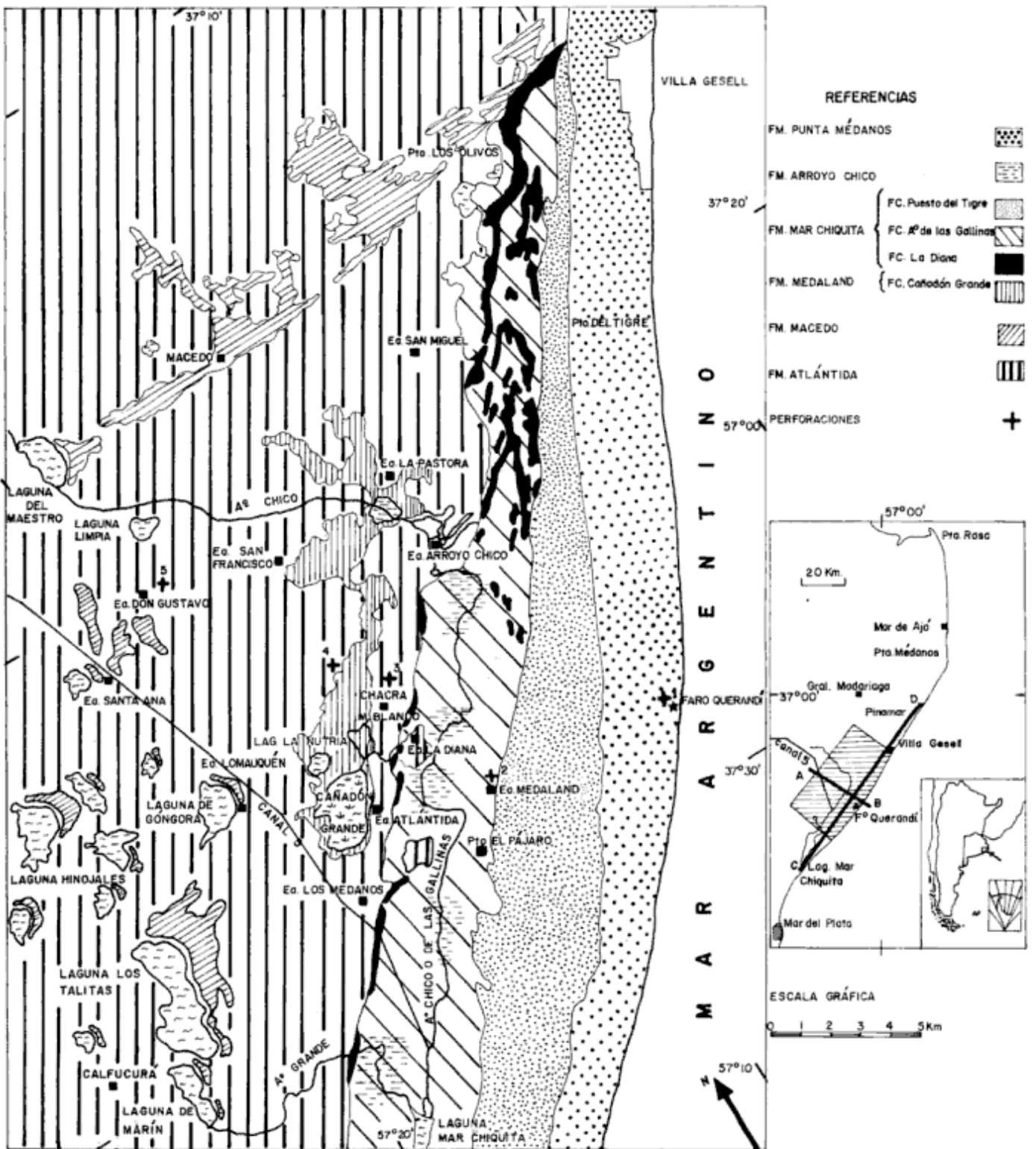
Este trabajo constituye un aporte a los estudios estratigráficos del Cuaternario de los ambientes costeros vinculados a la Cuenca del Salado. Columnas geológicas locales de distintas regiones del flanco sur de esta cuenca fueron descritas por Fidalgo *et al.* (1973 a y b) para la zona de Bahía de Samborombón, Parker (1979 y 1980) y posteriormente Parker y Violante (1982) en la llanura costera y plataforma interior respectivamente del área de Punta Médanos, Schnack *et al.* (1982) en el ámbito de la Laguna Mar Chiquita y Dangavs (1983) en la zona del Complejo Lagunar Salada Grande. Otros trabajos se relacionan con la estratigrafía de su flanco norte (Parker 1990, Cavallo *et al.* en ejecución). La compilación de toda esta información permitirá obtener un modelo estratigráfico único aplicable al Cuaternario de toda la cuenca.

La metodología de trabajo consistió en el reconocimiento geológico de superficie y subsuelo, en este caso mediante la realización de cinco perforaciones profundas (de hasta 22,5 m) con un equipo de perforaciones manual complementado con una bomba para inyección de bentonita, recuperándose muestra cada 0,30 m por el sistema de "cutting". En cada cambio litológico se efectuó un ensayo de penetración con penetrómetro de Terzaghi, obteniéndose testigos de muestra continua no disturbada de 0,55 m de longitud que se utilizaron para ulteriores estudios sedimentológicos, llevados a cabo también sobre muestras de afloramientos, los que a su vez aportaron material para su datación mediante los métodos de carbono 14 y aminoácidos.

Marco geológico

El área de estudio (Fig. 1) abarca una superficie de cerca de 1000 km² y comprende un tramo de costa de aproximadamente 45 km de longitud entre la localidad de Villa Gesell y el extremo norte de la Laguna Mar Chiquita, extendiéndose unos 20 a 25 km hacia el interior del continente a partir de la línea de costa.

La región forma parte del flanco sur de la Cuenca del Salado. Esta cuenca se caracteriza por la presencia de un basamento cristalino cubierto por una potente secuencia sedimentaria de unos 6000 m de espesor en su parte más profunda desarrollada a partir del fracturamiento de Gondwana en tiempos jurásico-



cretácicos. Esta secuencia consiste en una sucesión de unidades continentales y marinas del Cretácico, Terciario y Cuaternario en el ámbito continental; las últimas gradan hacia el este, dentro de la plataforma continental, a sedimentos totalmente marinos.

El conjunto sedimentario del Pleistoceno medio y superior-Holoceno aquí descrito representa la culminación del relleno sedimentario de la cuenca, es decir su etapa final de evolución.

Nomenclatura

En este trabajo se utiliza una nomenclatura que si bien no se adapta a la recomendada por el Código de Nomenclatura Estratigráfica (Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica 1972), ha resultado mucho más eficaz que ésta a los fines de interpretar la secuencia de unidades y sus relaciones laterales.

Es conocida la dificultad de aplicar la nomenclatura tradicional cuando se trata de estudiar secuencias litoestratigráficas del Cuaternario. Diferentes autores, algunos de ellos inclusive dentro del ámbito de la American Commission on Stratigraphic Nomenclature (Stockdale 1931, en Dunbar y Rodgers 1958, Weller 1958, Frye y Richmond 1958, Stratigraphic Commission 1959, Flint 1971, Matthews 1974, entre otros) han explicado los motivos de esas dificultades, vinculadas al excelente grado de conservación que, por las obvias razones de su edad, se preserva en los registros sedimentarios del Pleistoceno-Holoceno, donde es posible diferenciar variaciones faciales en áreas reducidas y transiciones verticales entre ambientes aún dentro de espesores pequeños (a veces del orden de decenas de centímetros). La inclusión de la nomenclatura aloestratigráfica en el nuevo Código Estratigráfico de América del Norte (American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), intenta facilitar la reconstrucción de la historia geológica en depósitos del Cuaternario.

Los autores coinciden plenamente con los conceptos anteriores y siguiendo las recomendaciones de Stockdale (1931, en Dunbar y Rodgers 1958), que propusieron el uso formal del término Facies, utilizan a éste como rango de nomenclatura litoestratigráfica subordinado a Formación considerando que ello redundaría en una mejor interpretación de la estratigrafía del área.

Estratigrafía del Pleistoceno medio y superior-Holoceno

Se reconocieron nueve unidades litoestratigráficas a las que se les asignó el carácter de Formación. Estas

fueron subdivididas en Facies que representan subunidades dentro de aquéllas, caracterizadas por su composición litológica homogénea (litosomas). La Fig. 3 muestra la síntesis estratigráfica. En las figuras 1 y 2 se representan respectivamente el mapa geológico y un corte estratigráfico esquematizado. A la mayoría de las Formaciones se las denomina mediante nombres locales nuevos. Solamente dos de ellas (Formación Mar Chiquita y Formación Punta Médanos) se toman de la nomenclatura propuesta por otros autores.

Esta secuencia estratigráfica guarda una estrecha relación con el esquema clásico de Frenguelli (1950).

Formación Laguna Limpia (nov. nom.)

Litología: limos arcilloarenosos y arenas limo-arcillosas castaño rojizos a grisáceos claros, compactos, en parte terrosos, que incluyen en su masa rodados de limolitas verdosas y toscas. En muy pocos lugares se observaron estructuras de estratificación planar. Remata en su techo en una capa de tosca o marga muy compacta o, cuando ella no está presente, en un nivel de material calcáreo muy friable, blanquecino, con abundantes muñecos de tosca. Análisis granométricos revelan que la fracción arena representa entre un 40 y un 66% de la muestra total, con un tamaño medio de grano entre 0,084 y 0,095 mm.

Distribución: se desarrolla en el sector occidental del área (Fig. 2). Aflora en los cauces del Arroyo Chico y del Canal 5 y fue alcanzada en subsuelo únicamente en el pozo N° 5.

Localidad tipo: cauce del Arroyo Chico en las inmediaciones de la Laguna Limpia.

Relaciones estratigráficas: grada hacia el este a los sedimentos de las Formaciones Lomauquén y Canal 5. Es sobrepuesta por la Formación Atlántida (Fig. 2).

Espesor: el máximo atravesado fue de 10,5 m sin llegar a su base.

Contenido faunístico: no han sido hallados elementos faunísticos.

Edad: Pleistoceno medio-superior.

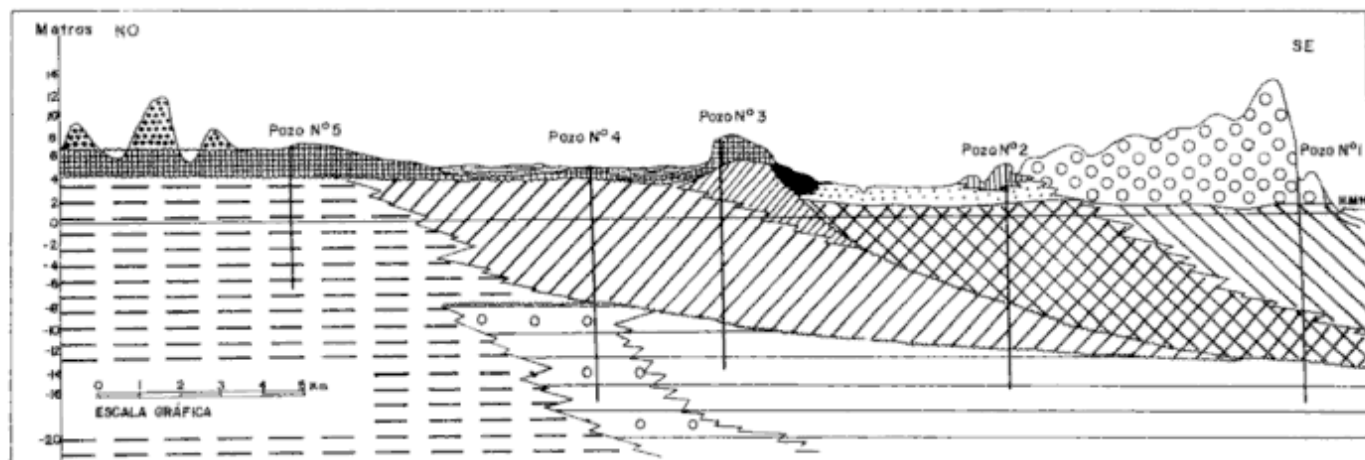
Ambiente de depositación: son sedimentos continentales, depositados por procesos combinados ácueo-eólicos.

Correlaciones: Piso Ensenadense (Ameghino 1908, Frenguelli 1950). Parte inferior de Formación Pamplano (Fidalgo *et al.* 1973 a y b).

Formación Lomauquén (nov. nom.)

Litología: la unidad ha sido dividida en dos Facies: Chacra M. Blanco y Laguna La Nutria.

Facies Chacra M. Blanco: arenas finas a medianas



CORTE ESTRATIGRÁFICO A-B
(Para ubicación ver Figura 1)

REFERENCIAS

P L E I S T O C E N O	FM. MACEDO		FM. PUNTA MÉDANOS	
	FM. ATLÁNTIDA		O FM. ARROYO CHICO	
	FM. CANAL 5		U FC. PTO. DEL TIGRE	
	FC. LOS MÉDANOS		W FC. A° LAS GALLINAS	
			FC. SANTA ANA	
	FM. LOMAUQUÉN		O FC. LA DIANA	
FC. CHACRA M. BLANCO		J FC. SAN FRANCISCO		
		FC. FARO QUERANDÍ		
FM. LAGUNA LIMPIA		O FC. PTO. EL PÁJARO		
		H FM. MEDALAND		
			FC. CAÑADÓN GRANDE	

Figura 2: Corte estratigráfico transversal a la línea de la costa a la altura de Faro Querandí.

y menos frecuentemente gruesas, algo limoarcillosas, de color castaño grisáceo a verdoso. Las arenas están en una proporción entre 85 y 95% y tienen un tamaño medio de grano entre 0,382 y 0,154 mm aumentando hacia el oeste. Contiene conchilla triturada y rodados de toscas.

Facies La Nutria: arenas muy finas limosas a limos arenosos castaño grisáceos. El porcentaje de arena es de un 80% y su tamaño medio de grano varía entre 0,107 y 0,131 mm.

Distribución: la Formación se desarrolla exclusivamente en subsuelo en la parte centro oriental del área (Fig. 2).

Localidad tipo: pozos N° 3 y 4 perforados en las inmediaciones de la Estancia Lomauquén.

Relaciones estratigráficas: grada hacia el oeste a los sedimentos continentales de la Formación Laguna Limpia. Es sobrepuesta en discordancia por la Formación Canal 5 (Fig. 2)

Espesor: el máximo reconocido (sin atravesarla totalmente) fue de 10 m.

Contenido faunístico: solamente la Facies Chacra M. Blanco contiene restos muy triturados de conchillas.

Edad: Pleistoceno medio.

Ambiente de depositación: corresponde a un am-

biente marino litoral de plataforma interior con transición a playas (Facies Chacra M. Blanco) que grada hacia el oeste a un ambiente transicional (mareal a lacustre) (Facies Laguna La Nutria).

Correlaciones: Piso Interensenadense (Ameghino 1908, Frenguelli 1950). Formación Pozo N° 4 (Parker 1979).

Formación Canal 5 (nov. nom.)

Litología: se reconocieron dos Facies: Los Médanos y Santa Ana.

Facies Los Médanos: arenas medianas, finas y muy finas en parte limoarcillosas, castaños amarillentas a rojizas. La proporción de arena es superior al 67% y su tamaño medio de grano oscila entre 0,134 y 0,219 mm. Otras características sedimentológicas fueron descritas por Violante (1990). Contiene conchillas en tamaños variables y distintos grados de conservación, así como rodados de toscas. La unidad remata a veces en capas muy entoscadas y con frecuencia se hallaron estructuras de estratificación paralela fina asociada a niveles de conchillas. La particularidad de esta Facies es que conforma un cuerpo cordinoforme que se refleja en los rasgos morfológicos (Fig. 2) con

una forma alargada en sentido noreste-suroeste entre el Puesto Los Olivos y el extremo occidental de la Laguna Mar Chiquita (Fig. 1).

Facies Santa Ana: arenas limosas a limoarcillosas y limos arenosos a arenoarcillosos, castaño verdosos a grisáceos o blanquecinos. El porcentaje de arena oscila entre 58 y 65% con un tamaño medio de grano entre 0,100 y 0,120 mm. La fracción limo-arcilla incrementa su proporción hacia el oeste. Hay escasa conchilla triturada dispersa y abundantes rodados de toscas, los que suelen formar una capa conglomerádica basal en contacto con el techo de la Formación Laguna Limpia. Esta unidad se dispone en algunos lugares en forma de depósitos lentiformes con estructura interna de estratificación paralela fina a laminación en depresiones excavadas en la Facies Los Médanos.

Distribución: La Formación se extiende en la región centro occidental del área aflorando en los cauces del Canal 5, Arroyo Chico y en otros canales y arroyos ubicados al oeste de la Laguna Mar Chiquita, así como en canteras y destapes viales. La Facies Los Médanos aparece en las inmediaciones de la Ruta Provincial N° 11, mientras que la Facies Santa Ana se extiende al oeste de ella (Fig. 2).

Localidad tipo: canal homónimo.

Relaciones estratigráficas: grada lateralmente hacia el oeste a la Formación Laguna Limpia. Se apoya en discordancia sobre la Formación Lomauquén y es sobrepuesta por las Formaciones Atlántida, Medaland y Mar Chiquita, así como por un paleosuelo (Laguna de Góngora) (Fig. 3), el cual no está representado en la figura 2 por razones de escala.

Espesor: se reconoció un espesor máximo de 14 m.

Contenido faunístico: se encontraron en la Facies Los Médanos las siguientes especies de moluscos:

Bivalvos: *Macra* Linneo, *Pitaria rostrata* Koch, *Amiantis purpurata* Lamarck, *Glycymeris longior* Sowerby, *Ostrea spreta* d'Orbigny, *Brachydontes* Swainson, *Angulus gibber* Ihering, *Cardita plata* Ihering, *Nucula* Lamarck, *Corbula* Bruguiere y *Aloidis* M. von Mühlfeld.

Gastrópodos: *Crepidula* Lamark, *Crepidula aculeata* Gmelin, *Olivella tehuelchana* d'Orbigny, *Olivancilaria* d'Orbigny, *Anachis isabellei* d'Orbigny, *Paraeuthria* Strebel y *Adelomelon* Dall.

También fueron hallados crustáceos cirripedios del género *Balanus* y tubos fosilizados de crustáceos decápodos del género *Callianassa*. Asimismo se recolectaron restos de escápulas de cetáceos en un pésimo estado de conservación que no pudieron ser identificados.

Edad: Pleistoceno superior. Muestras de conchillas provenientes de tres localidades fueron datadas por los métodos de carbono 14 y aminoácidos (Violante



Figura 3: Cuadro estratigráfico

1988), cuyos resultados, que se muestran en la Tabla 1, avalan aquella edad.

Ambiente de depositación: las características litológicas, sedimentológicas, faunísticas, relaciones faciales y rasgos morfológicos permitieron inferir (Violante 1990) un ambiente de playas de baja energía asociadas a una barrera litoral (Facies Los Médanos) en transición a llanuras mareales y lagunas, estas últimas en facies regresivas (Facies Santa Ana).

Correlaciones: Piso Belgranense (Ameghino 1908, Frenguelli 1950). Formación Pascua (Fidalgo et al. 1973 a y b). Formación Pozo N° 10 (Parker 1979).

MÉTODO	MUESTRAS		
	Sur E° San Miguel	Canal 5	A° Chico
Carbono 14	34000±1600 A.P	>43000 A.P	
Aminoácidos		Más joven que la del A° Chico Mid Wisconsin?	Sangamon o mayor (Probable retrabajo.)

Tabla 1: Edades carbono 14 y aminoácidos de la Formación Canal 5

Formación Atlántida (nov. nom.)

Litología: limos, a veces arenosos a arcillosos y arenas limosas en parte de carácter loessico, de color castaño rojizo claro a amarillento y ocre. La arena representa entre un 10 y un 75% del sedimento total, y tiene un tamaño medio de grano variable entre 0,114 y 0,228 mm. Tanto el contenido de arena como su diámetro medio decrecen de base a techo de la unidad. El conjunto es masivo y de aspecto terroso.

Distribución: se desarrolla en todo el sector centro occidental del área (Figs. 1 y 2).

Localidad tipo: inmediaciones de la Estancia Atlántida.

Relaciones estratigráficas: se apoya en discordancia sobre las Formaciones Laguna Limpia y Canal 5; de esta última la separa a veces el Paleosuelo Laguna de Góngora. Es sobrepuesta por las Formaciones Macedo y Medaland (Fig. 2).

Espesor: es muy uniforme, del orden de los 3 m.

Contenido faunístico: no se hallaron elementos faunísticos en esta unidad.

Edad: Pleistoceno superior.

Ambiente de depositación: son sedimentos depositados por acción eólica en forma de mantos de espesor uniforme.

Correlaciones: Piso Bonaerense (Ameghino 1908, Frenguelli 1950). Parte superior de la Formación Pampiano (Fidalgo et al. 1973 a y b). Facies Madariaga (Parker 1980). Formación Santa Clara (Schnack et al. 1982). Formación General Madariaga (Dangavs 1983).

Formación Macedo (nov. nom.)

Litología: limos arenarcillosos castaño rojizos a amarillentos, similares a los de la Formación Atlántida.

Distribución: se desarrolla como acumulaciones medianosas con aspecto de dunas degradadas en el lado norte, noreste o este de las lagunas interiores como así también a lo largo de una línea que se extiende entre Villa Gesell y Laguna del Maestro (Figs. 1 y 2).

Localidad tipo: inmediaciones de la Estación Macedo.

Relaciones estratigráficas: suprayace a la Formación Atlántida. No fue cubierta por formaciones geológicas más modernas.

Espesor: llega hasta 10 m.

Contenido faunístico: no han sido hallados elementos faunísticos.

Edad: Pleistoceno superior.

Ambiente de depositación: se formó por acción eólica a partir de procesos de deflación que excavaron cuencas en los sedimentos de la Formación Atlántida subyacente redepósitos en forma de dunas en los bordes de sotavento de aquéllas.

Correlaciones: parte inferior de la Formación La Postera (Fidalgo y Tonni 1979). Limos Nahuel Rucá (Schnack et al. 1982).

Formación Medaland (nov. nom.)

Litología: se diferenciaron tres Facies: Faro Querandí, Puesto El Pájaro y Cañadón Grande.

Facies Faro Querandí: arenas medianas a finas castaño amarillentas con conchilla. El tamaño medio de grano de la arena oscila entre 0,187 y 0,444 mm.

Facies Puesto El Pájaro: arenas muy finas limo-arcillosas y limos arcilloarenosos gris verdosos oscuros a gris castaños, con escasa conchilla triturada. El porcentaje de la fracción arena llega a un máximo de 87%, con un tamaño medio de grano entre 0,172 y 0,180 mm, tendiendo a aumentar hacia la base de la unidad como así también hacia el oeste.

Facies Cañadón Grande: arenas y arenas limosas amarillo verdosas y arcillas verde amarillentas (no se cuenta con análisis granométricos). El conjunto contiene abundantes conchillas de bivalvos, muchas veces en posición de vida, y pequeños gastrópodos, algunos de agua dulce.

Distribución: el área de distribución de la Formación corresponde al sector centro oriental de la región, apareciendo la Facies Querandí al este debajo de la franja medianosa costera, la Facies Puesto El Pájaro en la zona central (aflorando en el cauce del Arroyo Chico o de las Gallinas al sur de la latitud del Faro Querandí), y la Facies Cañadón Grande al oeste de la Ruta Provincial N° 11, aflorando en las inmediaciones del cañadón homónimo y al oeste de Estancia La Pastora (Fig. 1 y 2).

Localidad tipo: pozo N° 2 perforado en la Estancia Medaland, donde se atravesó el mayor espesor de la unidad.

Relaciones estratigráficas: se apoya en discordancia sobre las Formaciones Lomauquén, Canal 5 y Atlántida, y es sobrepuesta por las Formaciones Mar Chiquita y Punta Médanos. Las tres Facies de esta

Formación gradan lateralmente entre sí de este a oeste en el orden descripto arriba (Fig. 2).

Espesor: el máximo observando fue de 15 m en las Facies Faro Querandí-Puesto El Pájaro. La Facies Cañadón Grande no excede los 2 m.

Contenido faunístico: en las Facies Faro Querandí y Puesto El Pájaro se encontraron solamente restos conchiles muy triturados. En la Facies Cañadón Grande, en cambio, han sido hallados individuos rotos o enteros de los siguientes moluscos:

Bivalvos: *Pitaria rostrata* Koch y *Tagelus plebeius* Lightfoot.

Gastrópodos: *Littoridina australis* d'Orbigny, *Littoridina concha* Gaillard y *Planorbis* sp.

Edad: Holoceno inferior. Valvas de *Tagelus plebeius* halladas articuladas y en posición de vida en la Facies Cañadón Grande fueron datadas por carbono 14 en 5250 ± 200 años A. P. (Violante 1988).

Ambiente de depositación: corresponde a un sistema de barrera litoral desarrollado en facies transgresivas (Violante 1993), representado de este a oeste por las Facies Faro Querandí (barrera), Puesto El Pájaro (laguna costera) y Cañadón Grande (llanura de mareas).

Correlaciones: Piso Querandinense (Ameghino 1908, Frenguelli 1950). Formación Destacamento Río Salado (Fidalgo et al. 1973 a y b). Formación Pozo N° 8 (Parker 1980).

Formación Mar Chiquita (Schnack et al. 1982)

Litología: se reconocieron cuatro Facies: Puesto del Tigre, Arroyo de las Gallinas (nombre formal de la "facies estuárica" de Schnack et al. 1982), La Diana (nombre formal de la "facies marina" de los mismos autores) y San Francisco.

Facies Puesto del Tigre: arenas finas castaño oscuras algo grisáceas a castaño amarillentas con conchilla triturada. El tamaño medio de grano de la arena varía entre 0,163 y 0,198 mm.

Facies Arroyo de las Gallinas: limos arcillosos verde grisáceos a verde oscuros que pasan hacia arriba y hacia el oeste a limos arcillosos verde amarillentos que rematan en arcillas limosas gris amarillentas claras. Únicamente en el área de influencia de la llanura de inundación del Arroyo Chico la unidad muestra un porcentaje apreciable de fracción arena, que oscila entre el 5 y el 20% con un tamaño medio de grano de 0,081 a 0,095 mm. El conjunto contiene conchillas de bivalvos enteras o fragmentadas y gastrópodos pequeños diseminados.

Facies La Diana: conglomerados conchiles formados por muy abundantes valvas de moluscos con diferentes grados de conservación y yacencia, incluidas

en una matriz areno o limoarcillosa de color gris castaño a verdoso, la que a veces pasa a ser dominante. El conjunto incluye abundantes rodados de toscas. La unidad presenta un rasgo morfológico típico caracterizado por conformar cordones discontinuos de hasta 1m de espesor con estructura interna de estratificación diagonal buzante hacia el oeste y la cara frontal del cordón (hacia el este) truncada por erosión. La base de los cordones está representada por un nivel de arenas o arcillas arenosas verde grisáceas a amarillentas con estratificación paralela (Violante 1993).

Facies San Francisco: arena limosa gris clara a blanquecina con muy abundantes caparazones de pequeños gastrópodos.

Distribución: el área de distribución de esta Formación coincide con el de la Formación Medaland.

Localidad tipo: zona aledaña a la Laguna Mar Chiquita.

Relaciones estratigráficas: se sobrepone a la Formación Medaland. La Facies La Diana suele apoyarse sobre la Formación Canal 5. Subyace a las Formaciones Arroyo Chico y Punta Médanos. Sobre la Facies San Francisco se desarrolla un paleosuelo (La Pastora) (Fig. 3), el que por razones de escala no se muestra en la Fig. 2.

Espesor: excepto la Facies San Francisco que no excede los 0,20 m de espesor el resto de las Facies alcanzan de 1 a 2,5 m.

Contenido faunístico: la cantidad, estado de conservación y taxones de la fauna presente varía según las Facies.

Las Facies Puesto del Tigre contiene fragmentos triturados de conchilla.

La Facies Arroyo de las Gallinas presenta bivalvos bien conservados a veces en posición de vida y gastrópodos, entre los cuales Schnack et al. (1982) mencionaron las especies *Tagelus gibbus*, *Macra isabelleana*, *Amiantis purpurata*, *Marginella prunum*, *Adelomelon* sp. y *Littoridina* sp., como así también numerosos foraminíferos y ostrácodos típicos de aguas salobres.

La Facies La Diana contiene individuos, muchas veces en posición de vida, de:

Bivalvos: *Ostrea spreta* d'Orbigny, *Macra isabelleana* d'Orbigny, *Macra patagonica* d'Orbigny, *Cardita plata* Ihering, *Nucula Lamarck* y *Aloidis patagonica* d'Orbigny, a los que deben agregarse *Tagelus gibbus*, mencionado por Schnack et al. (1982) y *Plicatula Lamarck*, mencionado por Weiler y González (1988).

Gastrópodos: *Olivella plata* Ihering, *Littoridina australis* d'Orbigny y *Crepidula Lamarck*; Weiler y González (1988) mencionan además a *Buccinanops* d'Orbigny (varias especies).

La Facies San Francisco contiene gastrópodos de agua dulce como *Littoridina conexa* Gaillard y *Planorbis* sp.

Edad: Holoceno superior. Conchillas de *Ostrea spreata* halladas en posición de vida con las valvas articuladas en el nivel arcilloarenoso basal de la Facies La Diana fueron datadas por carbono 14 en 4640 ± 120 años A. P. (Violante 1988). De la misma unidad se dataron conchillas desarticuladas y no en postura de vida de *Maclra patagonica* y *M. isabelleana* en 4180 ± 120 y 5090 ± 200 años A. P. (Violante 1988). Weiler y González (1988) obtuvieron por el mismo método edades entre 3000 ± 100 y 3370 ± 100 años A. P. en sedimentos equivalentes correspondientes a un perfil ubicado más al sur (Arroyo de Sotelo). Por su parte, Schnack *et al.* (1982) dataron conchillas contenidas en la Facies Arroyo de las Gallinas, muchas veces en posición de vida, entre $3850 \pm$ y $1340 \pm$ años A. P. en las adyacencias de la Laguna Mar Chiquita.

Ambiente de depositación: corresponde a la laguna costera evolucionada en facies regresivas (Violante 1993) representada por la Facies Arroyo de las Gallinas (albufera en transición a depósitos aluviales), Facies La Diana (depósitos de playas de tormenta), Puesto del Tigre (espigas interiores o playas asociadas a la evolución de la albufera) y San Francisco (lagunas interiores).

Correlaciones: Piso Platense (Ameghino 1908, Frenquelli 1950). Formaciones Las Escobas (Fidalgo *et al.* 1973 a y b). Formación Pozo N° 17 (Parker 1979). Formaciones Salada Grande, Los Zorzales y Las Chilcas (Dangavs 1983).

Formación Arroyo Chico (*nov. nom.*)

Litología: limos arenoarcillosos castaños a amarillo grisáceos, masivos, con abundantes restos de raicillas.

Distribución: ocupa las áreas más bajas de la región, tanto interiores como costeras (Figs. 1 y 2), principalmente en las inmediaciones del arroyo homónimo.

Localidad tipo: cauce del Arroyo Chico al oeste de Estancia La Pastora.

Relaciones estratigráficas: se sobrepone, mediante la intercalación de un paleosuelo, a las Facies San Francisco y La Diana de la Formación Mar Chiquita, y sin la interposición de aquél, a la Facies Arroyo de las Gallinas.

Espesor: 0,40 m.

Contenido faunístico: no han sido hallados elementos faunísticos, excepto algunos escasos niveles conteniendo caparazones de pequeños gastrópodos de agua dulce.

Edad: subactual.

Ambiente de depositación: se depositó en cuencas deprimidas por la acción combinada de procesos eólicos

y escurrimiento superficial.

Correlaciones: parte superior de la Formación La Postera (Fidalgo y Tonni 1979).

Formación Punta Médanos (Parker 1979)

Litología: los médanos consisten en arenas medianas a finas castaño amarillentas, con un tamaño medio de grano entre 0,204 y 0,261 mm. Presentan la típica estructura entrecruzada eólica. Las arenas de playa son de granometría muy semejante a aquéllos aunque con alta concentración de conchillas, y presentan las estructuras características de este ambiente.

Distribución: corresponde a la cadena de médanos y la playa adyacente que se desarrolla a lo largo de la costa como una franja longitudinal paralela a ella de hasta 3,5 km de ancho (Figs. 1 y 2).

Localidad tipo: área de Punta Médanos.

Relaciones estratigráficas: se apoya sobre las Formaciones Medaland y Mar Chiquita (Fig. 2).

Espesor: varía según la altura de los médanos, que llegan en la zona a 30 m.

Contenido faunístico: contiene fragmentos muy triturados de conchilla en el ambiente eólico y conchillas trituradas a enteras en el de la playa.

Edad: Holoceno superior.

Ambiente de depositación: son sedimentos típicos de una costa marina abierta, con desarrollo de una playa y depósitos eólicos formados a expensas de ella.

Correlaciones: Formación Faro Querandí (*sensu* Schnack *et al.* 1982).

Paleosuelos

Se describen dos niveles de paleosuelos, uno de edad Pleistoceno y otro Holoceno, denominados respectivamente Laguna de Góngora y La Pastora.

Paleosuelo Laguna de Góngora: limogris, con abundante materia orgánica y restos de raicillas carbonizadas, que se desarrolla sobre la Formación Canal 5 (Facies Santa Ana) en las inmediaciones de la Laguna de Góngora. Es cubierto por la Formación Atlántida. Su edad es Pleistoceno superior.

Paleosuelo La Pastora: arena arcillosa negra con algunos fragmentos de conchillas y abundantes restos de raíces. Se desarrolla sobre la Facies San Francisco de la Formación Mar Chiquita y es cubierto por la Formación Arroyo Chico en el cauce del arroyo homónimo al oeste de la Estancia La Pastora. Su edad es Holoceno.

Suelos actuales

Se reconocieron tres tipos de suelos asociados a sustratos específicos.

Suelos desarrollados sobre las Formaciones Atlántida-Macedo: son suelos limosos bien evolucionados y estructurados, de unos 0,60 a 0,80 m de espesor, con un horizonte A profundo, bien desarrollado y de color oscuro por su alto contenido en humus, y un horizonte B muy enriquecido en arcillas. Son suelos antiguos y como tales han evolucionado sin impedimentos hasta alcanzar su madurez. Se clasifican dentro de la categoría de los brunizem y son aptos para su uso agrícola-ganadero.

Suelos desarrollados sobre las Formaciones Mar Chiquita-Arroyo Chico: son suelos arcillosos poco evolucionados, de carácter incipiente. No tienen horizontes diferenciados y su coloración es grisácea a castaña por el bajo contenido en humus y el alto en carbonato de calcio. Según Cappannini y Mauriño (1966) estas características se deben a la juventud del suelo y a las condiciones de inestabilidad en las que se desarrolló el proceso edáfico, el que actuó sobre terrenos bajos e inundables imprimiendo a esos suelos su carácter hidromórfico. Son de tipo solonetz, muy restringidos en cuanto a su uso agrícola-ganadero.

Suelos desarrollados sobre la formación Punta Médanos: son suelos arenosos sin desarrollo de horizontes, excesivamente drenados e inestables, aptos únicamente para forestación.

Tectónica

La región estuvo caracterizada por una subsidencia tectónica paulatinamente decreciente durante el Pleistoceno medio a superior, con tendencia a estabilizarse hasta llegar a una incipiente reversión en el Holoceno. Estos movimientos acompañaron a la tectónica general que afectó a la Cuenca del Salado. El mencionado efecto subsidente está documentado por el apilamiento de las sucesivas secuencias marinas pleistocenas, mientras que el cese de aquél y posterior ascenso se reflejó en un embutimiento de los depósitos holocenos dentro de las primeras. Estas aseveraciones parten de la suposición de que las tres transgresiones marinas descritas deben haber alcanzado cotas similares, considerando las conclusiones de Osmod *et al.* (1970), quienes infirieron que los más altos niveles del mar registrados durante el Cuaternario, incluido el actual, han llegado a cotas similares -dentro de un cierto margen de fluctuación- las que representarían un nivel estable controlado por el balance termal que se logra en determinado momento de un período interglacial sobre las masas de hielos polares. Así, el hecho que el techo de la Formación Lomauquén se halle en el área y en regiones aledañas en cotas negativas (por lo menos a unos

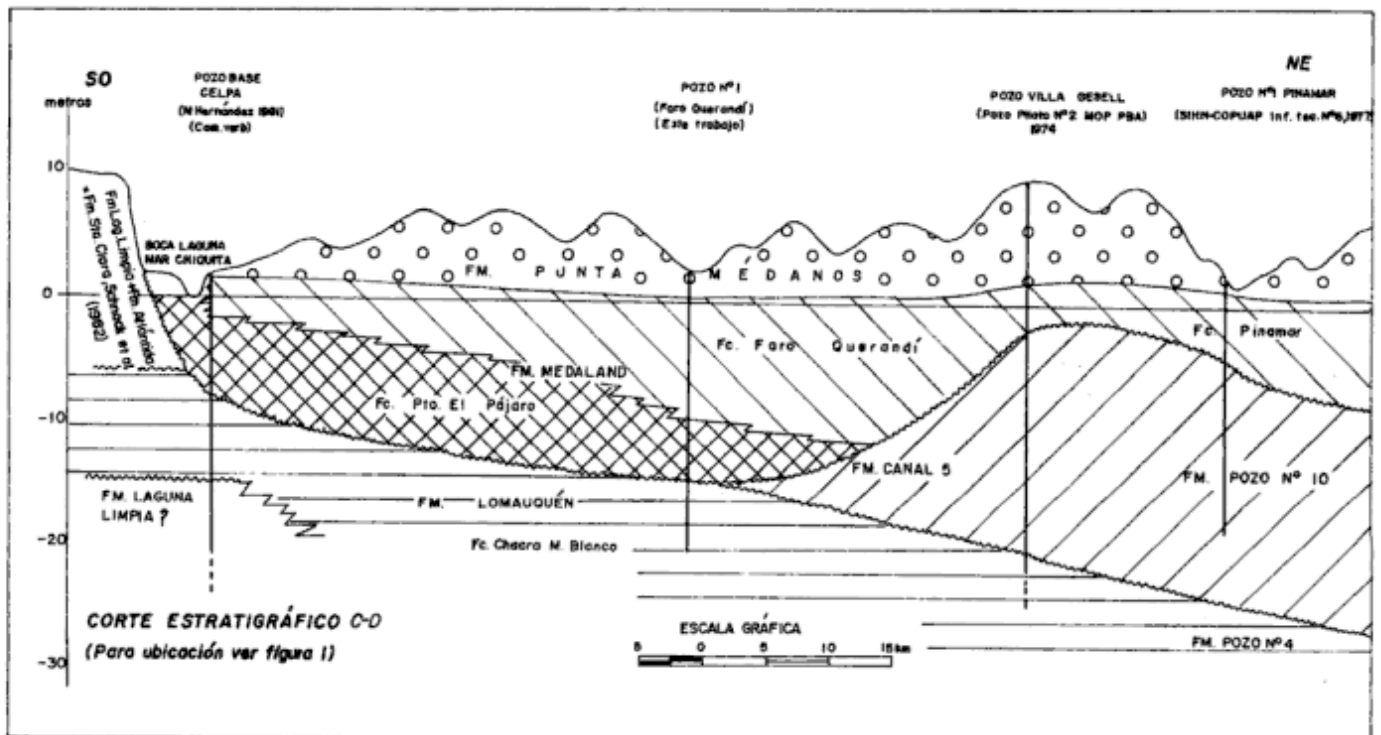


Figura 4: Corte estratigráfico paralelo a la línea de costa entre Mar Chiquita y Pinamar.

-8 m aproximadamente (Figs. 2 y 4) aunque en facies equivalentes a las de la Formación Canal 5, que se encuentra en cambio en cotas positivas (+5 m), revela una subsidencia que afectó a la primera pero no a la segunda.

Por su parte, el cese de subsidencia a fines del Pleistoceno y posterior ascenso produciendo la reactivación erosiva del relieve llevó a un embutimiento de la secuencia holocena en los sedimentos infra-yacentes, llegando inclusive a afectar a la Formación Lomauquén en las áreas marginales de la Cuenca del Salado, como ser la abarcada por este estudio, pero no en las áreas más centrales de la cuenca, donde los sedimentos equivalentes a aquella Formación (Formación Pozo N° 4 de la región Pinamar-Mar de Ajó, Parker 1979) se hallaban a mayor profundidad (Fig.4).

Historia geológica

La historia geológica de la región durante el Pleistoceno medio a superior-Holoceno (esquema-

tizada en la Fig. 5) se vincula a una sucesión de transgresiones y regresiones ocurridas a raíz de movimientos relativos del nivel del mar asociados a eventos climáticos (glaciaciones) en conjunto con procesos tectónicos de subsidencia en su etapa inicial y estabilización y ascenso en la final. Se pueden reconocer tres ciclos marinos, los que alcanzaron cotas máximas semejantes: dos de ellos ocurridos durante el Pleistoceno medio y superior y el restante en el Holoceno.

Los sedimentos más antiguos reconocidos son los de origen continental de la Formación Laguna Limpia, la cual fue afectada por el proceso transgresivo-regresivo que permitió la acumulación de la Formación Lomauquén, cuyos depósitos, en virtud de la subsidencia tectónica, fueron posteriormente llevados hacia abajo alcanzando cotas negativas. Más tarde, pero aún dentro del Pleistoceno, tuvo lugar una nueva transgresión marina representada por la Formación Canal 5, que se caracterizó por el desarrollo de barreras litorales. Durante el final de la etapa regresiva subsiguiente y siguiendo al desarrollo de procesos pedogenéticos que permitieron la formación de un

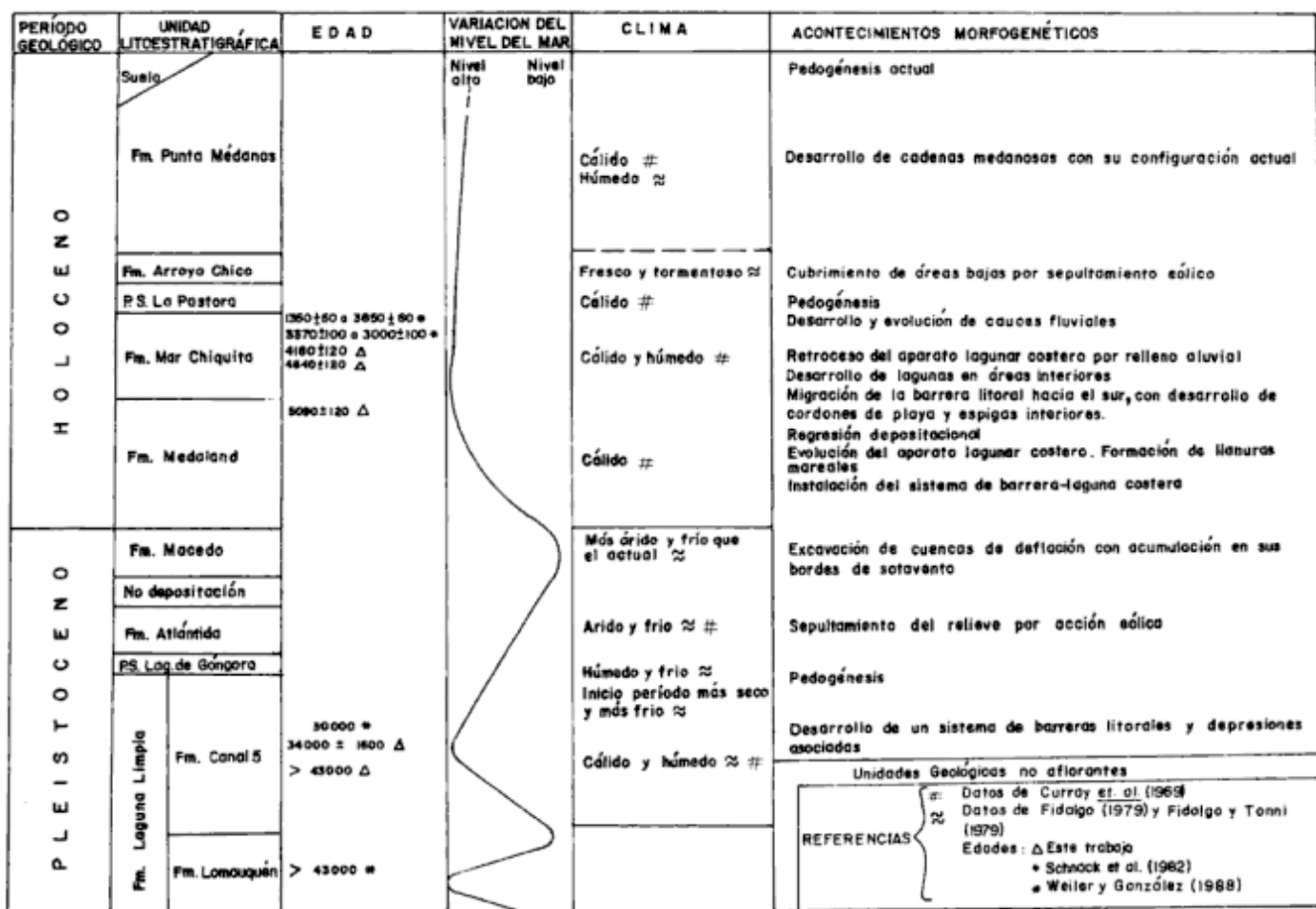


Figura 5: Evolución geológica y morfológica del área de Faro Querandí

suelo (Paleosuelo Laguna de Góngora), una aridización general del clima provocó la acumulación de un manto eólico representado por la Formación Atlántida, que cubrió el relieve preexistente aunque amoldándose a su topografía, es decir manteniendo los rasgos topográficos originales.

A fines del Pleistoceno, la existencia de un nivel del mar bajo por efectos del englazamiento general, acompañado del cese de la subsidencia relativa y posterior ascenso del continente, provocó la reactivación erosiva del relieve. Esto condujo, por un lado, a la erosión parcial de la superficie pampeana en parte producida por la acción de procesos de deflación que dieron origen a los depósitos medianos de la Formación Macedo, y por otro, a un intenso efecto erosivo en las áreas marginales que llevó posteriormente a un embutimiento de los sedimentos del Holoceno inferior en las unidades infrayacentes. El nuevo período transgresivo que sobrevino en respuesta a la última deglaciación permitió que el mar invadiera las áreas más deprimidas de la antigua morfología preholocena conformando un amplio seno marino de carácter estuárico posteriormente evolucionado en una laguna costera por el cerramiento producido a partir de la instalación de una barrera que creció hacia el sur por deriva litoral adosada a una prominencia de costa formada por sedimentos pleistocenos ubicada entre Villa Gesell y Pinamar (Violante, 1993) (Fig. 4). Los depósitos transgresivos del Holoceno están representados por la Formación Medaland que contiene facies de barrera, laguna costera y llanuras mareales. La regresión posterior dejó sobre aquel ambiente restringido depósitos albuféricos de poco espesor marginados por depósitos de playas protegidas, rápidamente evolucionados en ambientes mareales al tiempo que en las áreas interiores se formaban lagunas. Todo este conjunto regresivo corresponde a la Formación Mar Chiquita, la que finalmente, durante un nuevo período de aridización precedido por la formación del Paleosuelo La Pastora, fue cubierta parcialmente por sedimentos depositados por acción eólica y escurrimiento superficial (Formación Arroyo Chico). En la costa, por su parte, los médanos costeros y playas asociadas (Formación Punta Médanos) alcanzaban su actual configuración sepultando por completo los antiguos sedimentos de la barrera litoral.

El estado actual del proceso transgresivo-regresivo ocurrido a través de todo el Holoceno, está representado por la Laguna Mar Chiquita, que corresponde al último remanente de aquel primitivo ambiente albuférico extendiendo originalmente hasta Villa Gesell.

Diferencias entre el esquema evolutivo propuesto y el de otros autores

Es necesario marcar las diferencias entre el esquema evolutivo presentado en esta contribución y el propuesto por otros autores que han trabajado en áreas que parcialmente se superponen con la aquí descrita (Schnack *et al.* 1982, Weiler y González 1988), los que solamente trataron aspectos parciales vinculados a la evolución de la región durante el Pleistoceno-Holoceno).

Schnack *et al.* (1982) describieron al Holoceno superior del área adyacente a la Laguna Mar Chiquita y vincularon su origen a la instalación de un ambiente estuárico asociado a una barrera litoral progradante hacia el sur durante la fase regresiva que siguió al máximo nivel del mar (aproximadamente 2 a 2,5 m por encima del actual). A partir de los nuevos elementos aportados aquí y en Violante (1993), se concluye que la barrera litoral que dio origen al cerramiento del ambiente lagunar se instaló durante el episodio transgresivo y migró hacia el sur adosada a una paleopunta existente en las inmediaciones de Villa Gesell.

Por otra parte, Weiler y González (1988) presentaron aspectos geomorfológicos, estratigráficos y geocronológicos del Pleistoceno tardío y Holoceno a partir de la observación de reducidos afloramientos que circundan a la Laguna de Sotelo, al oeste de la Laguna Mar Chiquita, e interpretaron que durante el Pleistoceno tardío ocurrieron dos eventos transgresivos, uno que asignaron al Interglacial Sangamon y el otro al Interstadial del Wisconsin medio. Los sedimentos correspondientes se hallan superpuestos en un mismo perfil ocupando prácticamente la misma cota, motivo por el cual Violante (1988) los incluyó dentro de una única unidad, la Formación Canal 5. En la presente contribución se sigue la misma opinión considerando que la supuesta discordancia que según aquellos autores separan los registros de ambas transgresiones representa simplemente una fluctuación menor de la línea de costa por un evento cíclico como el ilustrado por Parker (1990, fig. 7) y no el límite entre dos unidades marinas que regionalmente se presentan en cotas muy diferentes (Figs. 2 y 4).

En el mismo trabajo se menciona también la existencia de islas de barreras a las que se describió únicamente en base a la observación de los mismos afloramientos, al diseño de las curvas de nivel y a relaciones faciales poco claras, faltando un relevamiento integral que permitiera la visualización re-

gional de las mismas; por esta razón los autores las circunscribieron a la localidad por ellos visitada (Weiler y González 1988, fig. 1) y señalaron en consecuencia un comportamiento particular de esa área en relación a otras próximas. Según Violante (1988 y 1990), en cambio, estos sistemas de barreras se extenderían hacia regiones ubicadas mucho más al norte. También se han hallado evidencias de otros sistemas genéticamente vinculados a éstos en el área de plataforma (Parker *et al.* 1990).

En síntesis en este trabajo se describen aspectos no observados por otros autores, que se resumen en los siguientes puntos:

a) Los depósitos equivalentes al Interensenadense (Formación Lomauquén) no son aflorantes en el área y se mantienen en cotas negativas, como ocurre también en toda la franja costera vinculada a la Cuenca del Salado.

b) Los depósitos equivalentes al Belgranense (Formación Canal 5) afloran en cotas de aproximadamente + 5 m, siendo los únicos sedimentos marinos del Pleistoceno aflorantes. Su evolución se asocia al desarrollo de sistemas de barreras litorales de amplia distribución regional.

c) La barrera que dio origen al cerramiento del ambiente albuférico que finalmente evolucionó en la actual Laguna Mar Chiquita se instaló durante la fase transgresiva del Holoceno adosada a la Paleopunta Villa Gesell desde donde migró hacia el sur, contemporáneamente con la barrera de la Facies Pinamar (Parker 1979) que evolucionó hacia el norte a partir del mismo punto.

Conclusiones

Se documentaron en el área tres eventos transgresivo-regresivos, dos ocurridos en el Pleistoceno medio y superior y otro en el Holoceno, cada uno de los cuales forma un ciclo sedimentario integrado por tres niveles: uno inferior formado por sedimentos litorales en facies transgresivas de plataforma a playa (Facies Chacra M. Blanco, Facies Los Médanos y Formación Medaland); uno intermedio formado por sedimentos transicionales de llanuras mareales en facies transgresivas en su parte basal a lagunares regresivas en la cuspidal (Facies Laguna La Nutria, Facies Santa Ana y Formación Mar Chiquita); y uno superior formado por sedimentos eólicos continentales (parte media y superior de la Formación Laguna Limpia, el conjunto Formación Atlántida-Formación Macedo y la Formación Arroyo Chico).

A estos ciclos sedimentarios se los vinculó con ciclos climáticos, cada uno de los cuales se habría iniciado

con período cálido y húmedo (período transgresivo), al que siguió un descenso térmico acompañado de condiciones más secas (período regresivo) para culminar, previa acción de procesos pedogenéticos, en una aridización temporal caracterizada por el amplio desarrollo de sedimentos eólicos.

La Fig. 5 resume los rasgos evolutivos de la región inferidos a partir de los datos presentados.

Se considera entonces que el área estuvo bajo la influencia permanente de oscilaciones climáticas que se tradujeron en variaciones del nivel del mar (glacio-eustáticas), a las que se sumaron movimientos tectónicos de subsidencia decreciente a través del Pleistoceno hasta llegar a estabilizarse y aún sufrir un posterior ascenso durante el Holoceno.

El esquema estratigráfico propuesto coincide con el de Frenguelli (1950), en el cual los términos Interensenadense y Belgranense corresponden a los dos últimos períodos de ascenso relativo del nivel del mar del Pleistoceno de los cuales se conservan sus depósitos (aquí representados por las Formaciones Lomauquén y Canal 5), mientras que el Querandinense y Platense de aquel autor representan los períodos transgresivo y regresivo respectivamente de la transgresión holocena (transgresión postglacial), cuyos equivalentes son las Formaciones Medaland y Mar Chiquita.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a Z. A. de Castellanos por la identificación de la fauna de moluscos, a E. Tonni por la de los restos óseos de cetáceos y al Centro de Geología de Costas de Mar del Plata que permitió llevar a cabo las dataciones por el método de aminoácidos en la Universidad de Alberta de Canadá. Por otra parte agradecen al Servicio de Hidrografía Naval y en particular al personal de la Sección Geología Marina y del Departamento Hidrografía que colaboraron en las tareas de campaña y laboratorio y a la cartógrafa Silvia Damiani por la confección de las ilustraciones. Finalmente expresan su reconocimiento a los árbitros que juzgaron el trabajo por la dedicación puesta en su lectura y lo atinado de muchas observaciones aún cuando algunas de ellas no sean compartidas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. *Anales Museo Nacional Buenos Aires*, 10 3a. secc.: 343-428.

- American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983. Code of Stratigraphic Nomenclature. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 5: 841-875.
- Cappannini, D.A. y Mauriño, V. R., 1966. Suelos de la zona litoral estuárica comprendida entre las ciudades de Buenos Aires al norte y La Plata al sur (Pcia. de Buenos Aires). INTA, 2, Colección Suelos, 45 p.
- Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 2, 40 p.
- Curry, J.R., Emmel, F.J. y Crampton, P.J.S., 1969. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, México. En: Castañares, A.A. y Phleger, F.B., (Eds.) Lagunas costeras: un simposio. Mem. Simp. Intern. Lagunas Costeras. Universidad Autónoma de México, (1967): 63-100.
- Dangavs, N.V., 1983. Geología del Complejo Lagunar Salada Grande de Gral. Lavalle y Gral. Madariaga, Pcia. de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(2): 161-174.
- Dunbar, C.O. y Rodgers, J., 1958. Principles of Stratigraphy, 3a. ed., J. Wiley & Sons, Inc., 356 p. New York
- Fidalgo, F., 1979. Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northeastern Buenos Aires Province, Argentina. Proc. Intern. Simp. on coastal evolution in the Quaternary, Sao Paulo, Brasil: 384-404.
- Fidalgo, F., Colado, U. y de Francesco, F., 1973 a. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los Partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Pcia. de Buenos Aires). Actas 5º Congreso Geológico Argentino, (Villa C. Paz), 3: 227-240.
- Fidalgo, F., de Francesco, F. y Colado, U., 1973 b. Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Pcia. de Buenos Aires). Actas 5º Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), 4: 27-39.
- Fidalgo, F. y Tonni, E., 1979. Aspectos paleoclimáticos del Pleistoceno tardío-Reciente en la Provincia de Buenos Aires. Segunda Reunión Informativa del Cuaternario Bonaerense (Trenque Lauquen, 1978), Resúmenes: 21-28.
- Flint, R.F., 1971. Glacial and Quaternary Geology, J. Wiley & Sons, Inc., 892 p. New York.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT, La Plata, 2, 33, 72 p.
- Frye, J.C. y Richmond, G.M., 1958. Stratigraphic Commission, Note 20: Problems in applying standard stratigraphic practice in non-marine Quaternary deposits. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 42 (8): 1979-1983.
- Matthews, R.K., 1974. Dynamic Stratigraphy. Prentice Hall, Inc., 370 p. New Jersey.
- Osmond, J.K., May, J.P. y Tanner, W.F., 1970. Age of Cape Kennedy barrier and lagoon complex. Journal of Geophysical Research, 75 (2): 469-479.
- Parker, G., 1979. Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Pcia. de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 167-183.
- Parker, G., 1980. Estratigrafía y evolución morfológica durante el Cuaternario en Punta Médanos, Pcia. de Buenos Aires. Simp. sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense, Mar del Plata: 205-221.
- Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 193-204.
- Parker, G. y Violante, R. A., 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó, Pcia. de Buenos Aires. Acta Oceanográfica Argentina, 3 (1): 57-91.
- Parker, G., Violante, R.A., Costa, P., Marcolini, S., Paterlini, C.M. y Cavallotto, J.L., 1990. Evolución de la región costera del este bonaerense durante el Pleistoceno superior. Simp. Intern. sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuros. La Plata. Resúmenes: 51-52.
- Schnack, E., Fasano, J. e Isla, F., 1982. The evolution of the Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires Province, Argentina. Proc. Intern. Symp. on sea level changes in the last 15.000 years, magnitude and causes (1981): 143-155.
- Stratigraphic Commission, 1959. Report 6: Application of stratigraphic classification and nomenclature to the Quaternary. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43 (3): 663-675.
- Violante, R.A., 1988. Geología de la "planicie costera" entre Villa Gesell y Faro Querandí, Pcia. de Buenos Aires. Tesis Doctoral N° 507. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, 221 p. (inédito).
- Violante, R.A., 1990. El sistema de barrera litoral-laguna costera del Pleistoceno superior en el sector comprendido entre Villa Gesell y la Laguna Mar Chiquita, Pcia. de Buenos Aires. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan: 270-275.
- Violante, R.A., 1993. Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (2): 201-214.
- Weiler, N.E. y González, M.A., 1988. Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (Pcia. de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 529-543.
- Weller, J.M., 1958. Stratigraphic facies differentiation and nomenclature. En: Facies and the reconstruction of environments. Selected papers repr. from American Association of Petroleum Geologist Bulletin, AAPG Series 10, 1974: 101-131.

Recibido: 23 de febrero, 1990

Aceptado: 18 de agosto, 1992

Estudio geofísico de la Península de Valdés y los golfos nordpatagónicos

José KOSTADINOFF

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
Universidad Nacional del Sur. San Juan 870
8000 Bahía Blanca. Argentina

ABSTRACT. *Geophysical study of the Valdés Peninsula and northpatagonian gulfs.* Magnetic and gravimetric field measurements made in Golfo San José and on Península Valdés, plus seismic investigations in Golfo San Matías, allow interpretation of the structure and lithology of the geophysical basement. These observations allow us to postulate the existence, in the basement of the Peninsula, of a tectonic pillar (rise) which has suffered epirogenic movements that disturbed the sedimentary cover. Reflection seismic studies in Golfo San Matías show a high density of fractures in the sedimentary pile which, together with hydraulic and aeolian agents, have contributed to the formation of the north patagonian gulfs. Furthermore, the geophysical investigations suggest the existence of metamorphic and granitic rocks in the basement, covered by Paleozoic, Cretaceous and Tertiary sediments and ignimbrites up to more than 2000 m thick.

Introducción

El objetivo de este trabajo es ampliar el conocimiento geológico de la península Valdés y los golfos aledaños en lo referente a la estructura, morfología y litología del basamento. A tal fin se realizaron una serie de mediciones e interpretaciones geofísicas.

Esto permitió aportar nuevas ideas sobre la génesis de los golfos nordpatagónicos y la península a fin de decidir si los mismos son originados por deflación eólica (Zambrano 1973 y Mouzo *et al.* 1978), por condiciones estructurales (Rovereto 1921 y Windhausen 1919) o por una combinación de ambos efectos.

En este estudio fue necesario considerar las numerosas depresiones del Golfo San Matías y su posible correlación con las estructuras del basamento y la de los sedimentos suprayacentes. Para ello se registraron varias secciones sísmicas publicándose por razones de espacio sólo aquel sector que involucra al área de las depresiones, ver Fig. 1. Esta información sirvió para identificar en la pila sedimentaria, los espesores de las diferentes formaciones y su estructura vinculada a la geometría de las depresiones.

Para el área de la península y sus golfos se analizaron los datos propios de magnetometría obtenidos en el golfo San José, la información magnetométrica publicada por Mouzo y Paterlini (1985), los trabajos gravimagnetométricos de Kostadinoff y Shillizzi (1988) en la península Valdés y los registros sísmicos de refracción y reflexión que se obtuvieron en esta zona por Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Esto permitió hallar relaciones de continuidad entre las estructuras y

depresiones en el área de la península y el golfo San Matías.

Antecedentes

La información más completa de esta área se encuentra en el sector marino y está referida a la batimetría de los golfos nordpatagónicos. La mayor parte de ella ha sido elaborada por el Servicio de Hidrografía Naval.

De los tres golfos el mejor conocido es el San Matías donde Pierce *et al.* (1969) describen la topografía submarina y evalúan los resultados de los registros de sísmica de reflexión somera.

Ríos (1974) estudia los disparos de refracción y reflexión efectuados por el buque oceanográfico "Robert Conrad" identificando un horizonte reflector de edad mesozoica (Cretácico inferior o Jurásico superior) con numerosas fracturas. Encuentra además que la profundidad de este basamento geofísico varía entre 0,2 a 1,1 seg (correspondiente a 200 y 1800 m de espesor sedimentario respectivamente).

Una investigación muy completa sobre el campo magnético registrado en este golfo por el Servicio de Hidrografía Naval, Mouzo y Paterlini (1985), concluyen que el basamento está compuesto por rocas meta-sedimentarias, intrusivas y volcánicas que son continuación del macizo del Somuncurá.

Un golfo regularmente conocido es el Nuevo. Mouzo *et al.* (1978) describen rasgos geológicos del fondo ma-

rino y realizan consideraciones sobre su origen. Sobre este último punto proponen su generación a partir de erosión eólica, pluvial y movimientos en masa, sin descartar alguna contribución tectónica.

Del golfo San José se puede decir que es nula la información geológica y geofísica y ésta sólo se puede inferir a partir de los conocimientos que se tienen de la península Valdés, de los golfos adyacentes y del sector continental que se encuentra al sur del arroyo Verde en la provincia del Chubut.

Para la comprensión de la estructura profunda de la península y sus adyacencias dos son los trabajos de consulta obligada: Cortés (1981) y Haller (1983).

Una destacable contribución sobre la estructura y sedimentos del extremo este de la península es la investigación publicada por Bianchi (1984) al describir la tectogénesis de la cuenca de Rawson. En este trabajo se halla un importante aporte como es la columna estratigráfica del pozo de exploración PV-X1 que identificó sedimentos terciarios, cretácicos y un basamento paleozoico con sedimentitas similares o correlativas a las de la Formación Sierra Grande.

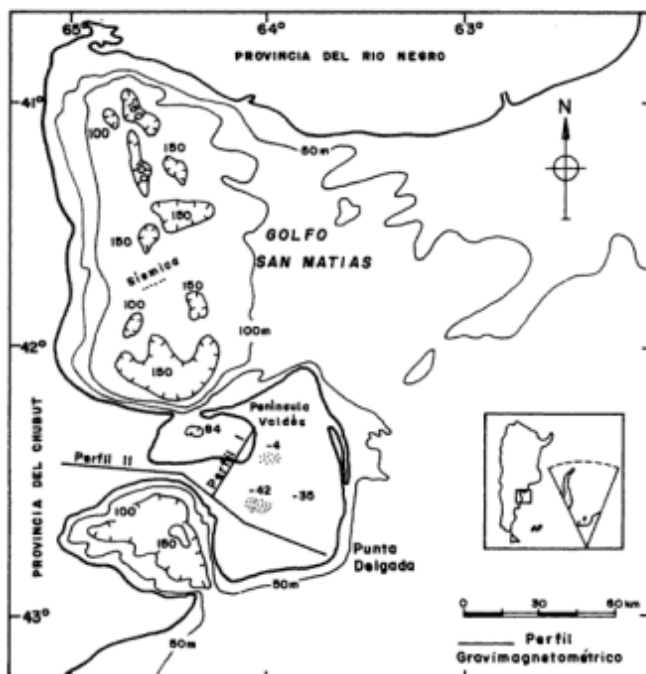


Figura 1: Área estudiada y ubicación de las depresiones marinas, golfos y salinas.

Los números indican la profundidad en metros, las líneas llenas la situación del perfil magnético I y el perfil gravimagnético II, la línea punteada la disposición de la sección sísmica en el interior del Golfo San Matías.

Métodos y Técnicas empleadas

La metodología que más se utilizó en la exploración geofísica del sector marino fue la magnetométrica por ser esta una especialidad económica y ágil.

En el golfo San José se registraron 300 km de líneas magnéticas cuya interpretación se vinculó a las observaciones gravimagnéticas realizadas en el istmo y la península.

Para establecer una correlación estructural del golfo San José con el San Matías se utilizó la información magnética publicada por Mouzo y Paterlini en 1985.

Con toda esta información se obtuvieron mapas bi y tridimensionales de las anomalías del campo magnético total que permitió ubicar los perfiles en los sectores más interesantes para las interpretaciones geológicas. De acuerdo a la dimensión y longitud de onda de las anomalías magnéticas se eligieron los filtros más adecuados para optimizar los modelos geofísicos. La correlación de estos análisis con la sísmica de reflexión que se realizó en el golfo San Matías a bordo del buque de investigación oceanográfica del CONICET ARA "Puerto Deseado" habilitó a proponer conclusiones sobre la estructura del basamento geofísico.

Las determinaciones del campo magnético total se realizaron en el golfo San José con un magnetómetro de precisión nuclear a bordo del buque oceanográfico del CONICET "El Austral". La derrota se encuentra en Fig. 2.

En el golfo San Matías se seleccionó una pequeña parte de una sección sísmica de reflexión que se registró con un equipo multicanal (Fig. 3) en el área donde se encuentran alineadas las depresiones del fondo marino (Fig. 1). Esta registración se llevó a cabo con otro buque del CONICET, el ARA "Puerto Deseado", en una campaña que se realizó en el mes de Abril de 1984.

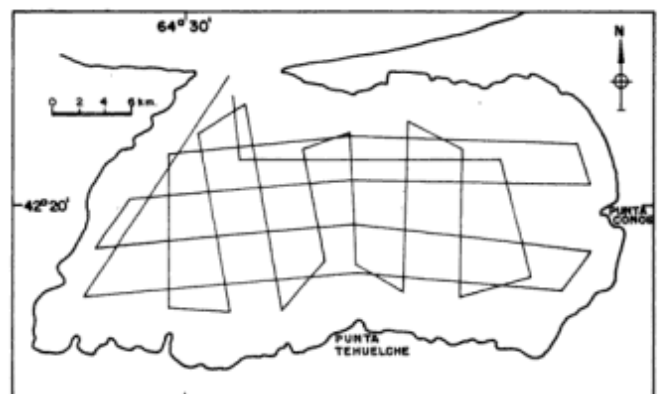


Figura 2: Derrota magnetométrica realizada en el golfo San José por el buque oceanográfico del CONICET, "El Austral".

En el continente se midieron estaciones simultáneas de gravedad y magnetismo terrestre con un gravímetro del tipo Worden y un magnetómetro de precisión nuclear portátil.

Con todas las mediciones se obtuvieron los mapas residuales del campo magnético total de las Figs. 4, 5 y 6; y los perfiles de gravedad y magnetismo de las Figs. 7 y 8.

Como elemento de control de la profundidad del basamento y para la identificación de la litología se analizaron los disparos de sísmica de refracción y reflexión hechos por Yacimientos Petrolíferos Fiscales en las cuencas de Valdés y Rawson, Bianchi (1984).

Resultados

Estructuras: se analizó el mapa residual del campo magnético total obtenido en el área del golfo San José y se halló una destacable anomalía en el sector sureste, entre Punta Conos y Punta Tehuelche, Fig. 4. Una mejor representación de esta anomalía se logró en el diagrama tridimensional de la Fig. 6. Con el fin de

dimensionar con más precisión su tamaño se elaboró un mapa compuesto con la información hallada por Mouzo y Paterlini (1985) en el golfo San Matías y la determinada por Kostadinoff y Schillizzi (1988) en la península Valdés.

De esta manera fue posible seguir la continuación de las anomalías magnéticas desde el sector marino a la parte continental (Fig. 5). Para identificar qué tipo de estructura justifica la magnitud y dimensión de esta anomalía se calculó un modelo magnético a partir del perfil I. Este, ubicado en la península Valdés, se ajustó con los valores de profundidad extraídos de los disparos de refracción que realizó Yacimientos Petrolíferos Fiscales en 1976 en el área del istmo. Por lo tanto aplicando los parámetros físicos que identifican a la geofirma: cmt (27000 nT), inclinación del cmt (45°), orientación de la geofirma (120°), profundidad (800 metros) y ancho del prisma (24 km) se logró un buen ajuste entre las curvas resultado de las mediciones y la calculada (Fig. 8). Esto último hace posible suponer la existencia de un pilar tectónico en el área de la península Valdés y el golfo San José.

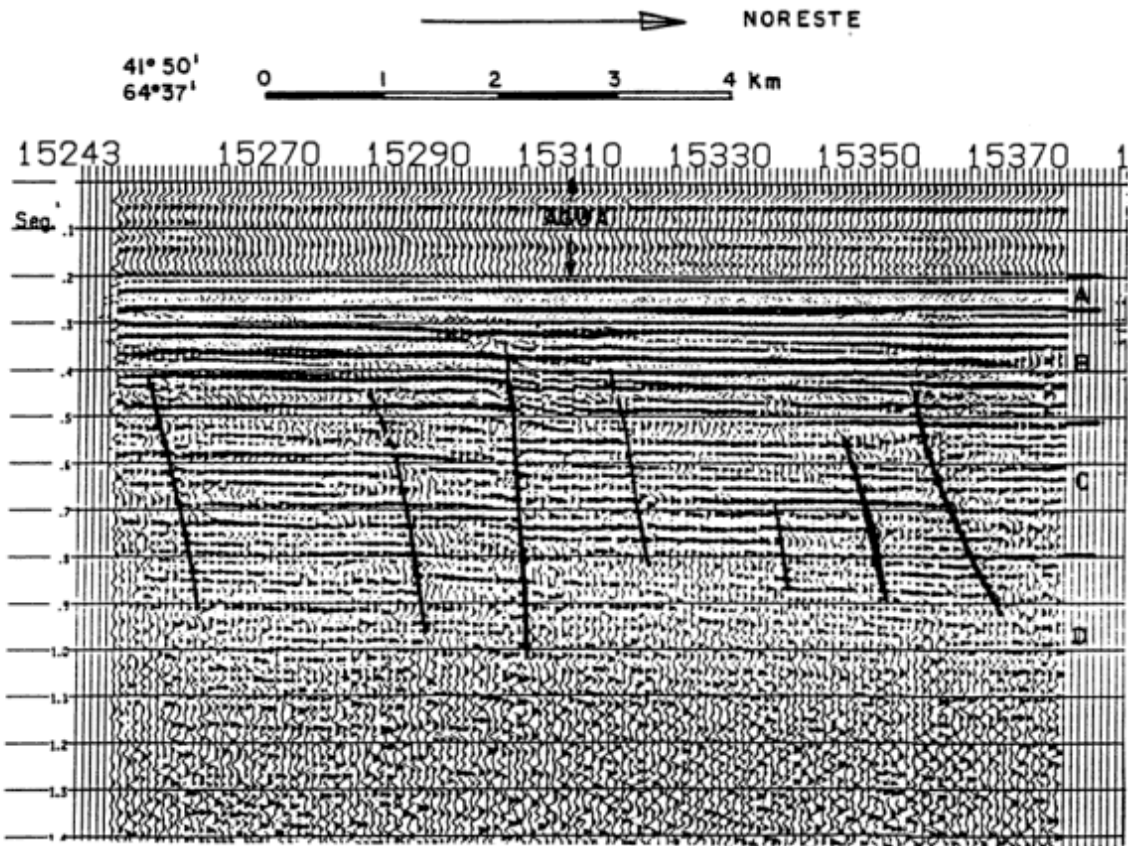


Figura 3: Perfil de sísmica de reflexión realizado en la zona de las depresiones del Golfo San Matías. El espesor de agua es de 140 metros. Por debajo de los 0,3 segundos es visible el sistema de fallas. Los eventos acotados con la letra A son sedimentos Cuaternarios, B son Terciarios, C son Ignimbritas Jurásicas y Sedimentitas Paleozoicas, y D Basamento Cámbrico y Precámbrico.

Haller (1983) detalló varios movimientos epirogénicos, de ascenso y descenso, durante el Cenozoico en el área de la península. Si consideramos como hipótesis que la geofirma hasta aquí descrita ha sido afectada por los mismos no es difícil suponer que lateralmente a ella se formarán depresiones que, profundizadas por deflación eólica e hidráulica, llevaron a modelar la actual geometría de los golfos San José y Nuevo.

Proyectando los bordes del pilar, donde se encuentran las mayores fallas, hasta la superficie y considerando que han mantenido su actividad hasta la actualidad es posible sugerir que éstas hayan formado también las Salinas Grandes, Salina Chica y el Gran Salitral. Además se puede interpretar que las puntas Hércules y Pardelas al sur del pilar, Pirámides y Tehuelche al oeste, y de los Conos al norte sean también consecuencia de estos movimientos.

La anomalías del campo gravitatorio y magnético detectadas entre la ruta 3 y punta Delgada, Perfil II (Figs. 1 y 8), indican la existencia de dos fallas: una en la línea que une los bordes oeste de los golfos San José y Nuevo en concordancia con los sugeridos por Windhausen (1919) y Chebli *et al.* (1978), y la otra entre punta Tehuelche y Pirámides.

Todo este sistema de fallas es coincidente con las halladas por Nakayama *et al.* (1978) en el sector noroeste de la provincia del Chubut.

Columna sedimentaria y comportamiento geotectónico

Al norte de la península se encuentra el golfo San Matías el cual ha sido estudiado sistemáticamente por Pierce *et al.* (1969) y Ríos (1974) evaluándose es-

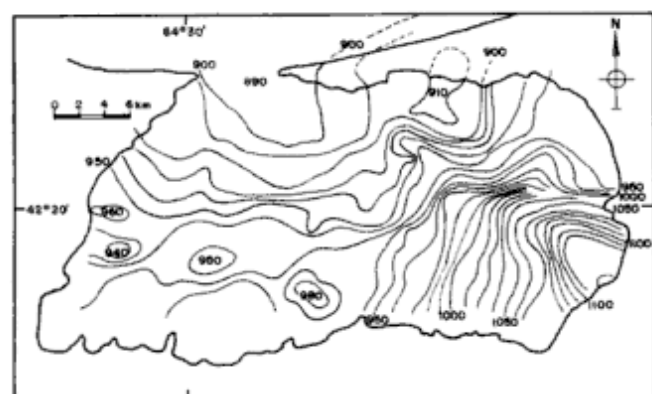


Figura 4: Mapa del campo magnético total (residual) del interior del golfo San José.

pesores sedimentarios y una decena de fracturas, pero esos resultados no fueron suficientes para realizar una correlación con las depresiones existentes en este golfo.

En el año 1984 el buque del CONICET Ara Puerto Deseado realizó una prospección sísmica utilizando un sistema multicanal y una fuente de energía más potente que la usada en los trabajos anteriores. Posteriormente se procesó digitalmente esta información lo que permitió un apilamiento del 600%, se logró de esta manera una sección sísmica de alta resolución. Esto permitió entonces identificar cuatro eventos (A, B, C y D) (Fig. 3).

Tentativamente y teniendo en cuenta a) las velocidades de proceso de la sección sísmica presentada en este trabajo, b) los disparos de refracción analizados por Ríos (1974) y c) la interpretación sísmica de la cuenca de Rawson de Bianchi (1984), se confeccionó la Tabla 1.

Con estos datos se calculó los espesores sedimentarios de cada una de las partes de la columna estratigráfica.

De acuerdo a la Tabla 1 y a la sección sísmica que se obtuvo en la zona de las depresiones del golfo San Matías (Figs. 1 y 3) los primeros 0,080 segundos de

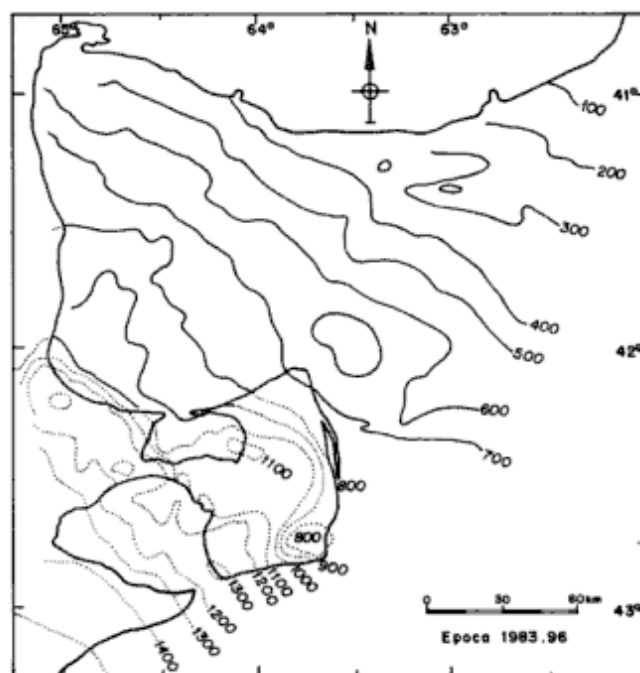


Figura 5: Mapa residual del campo magnético total compuesto por la información del golfo San Matías, Mouzo y Paterlini (1985) (líneas llenas) y las mediciones realizadas en los golfos San José, Nuevo y península Valdés.

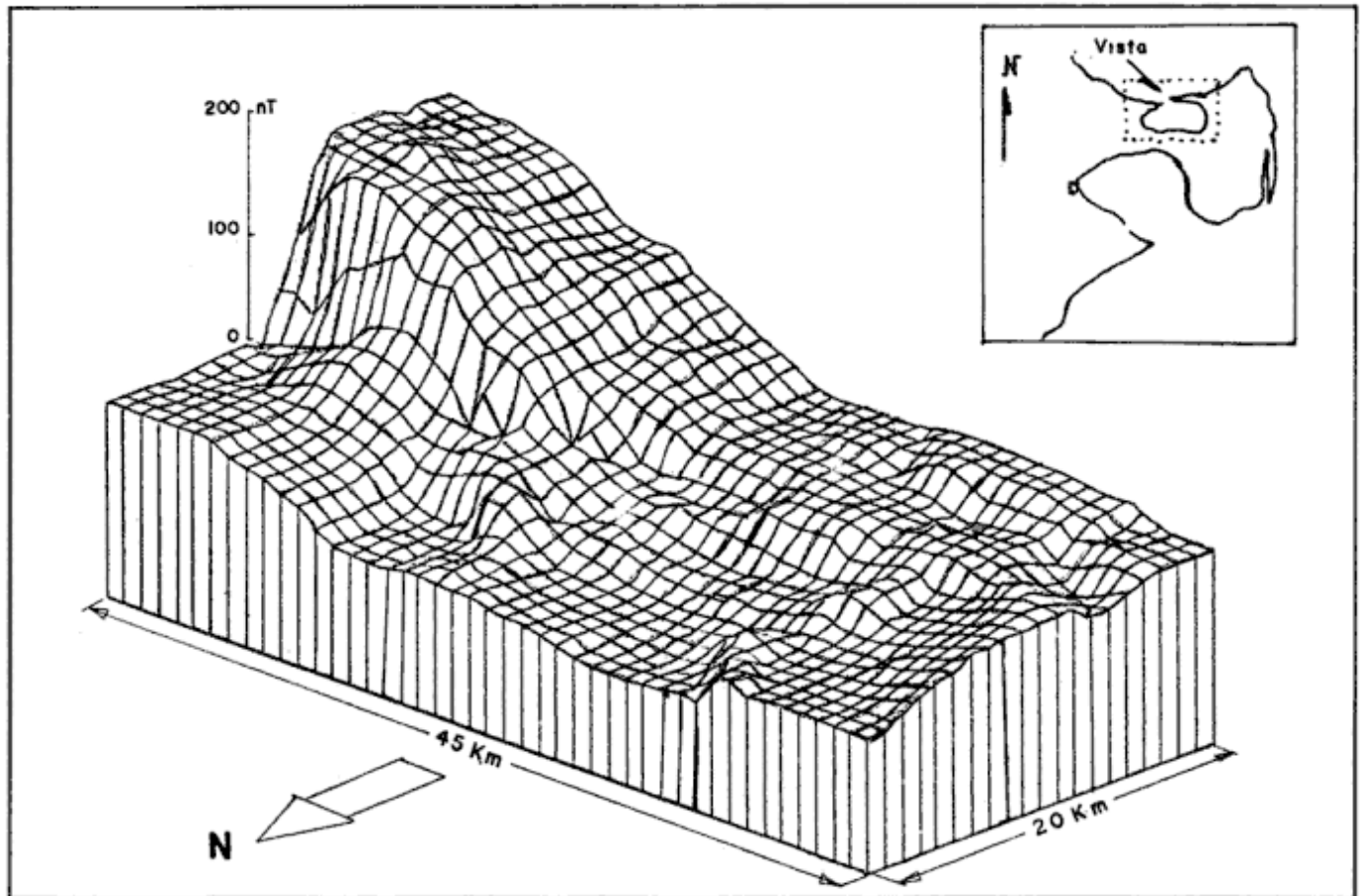


Figura 6: Componente total del campo magnético terrestres en el interior del golfo San José

información se interpretó, considerando la velocidad de propagación de este evento sísmico (1,54-2,2 km/s). como la sedimentación acumulada durante el transcurso del Cuaternario. Con estos mismos parámetros se evaluó que el espesor de esta capa sedimentaria, (A) en la Fig.6, es de 60 metros.

La capa B, de edad Terciaria, sería de 330 metros. La capa C es de difícil resolución por medio de las velocidades sísmicas por lo que se resolvió integrarla en una sola conformada por ignimbritas (Formación Marifil?) y sedimentarias paleozoicas (Formación Sierra Grande) en correlación con los valores hallados en la cuenca de Valdés y Rawson por Bianchi (1984). El espesor de esta capa en promedio sería de 850 metros.

Se observó en esta sección sísmica un basamento profusamente fallado, y se constató más de una falla por kilómetro.

Las capas B y C mostraron la existencia de elementos tectónicos de diferentes tipos: fallas, desaparición de eventos reflectores, acuñaientos, abovedamiento y difracción de señales sísmicas lo que indicó desplazamientos de los sedimentos hasta finales de la Era Terciaria (capa B). Por lo tanto es posible postular una reactivación intermitente de las fracturas del

basamento a lo largo de los tiempos paleozoicos, mesozoicos y terciarios las que afectaron todos los sedimentos suprayacentes.

Las señales interpretadas como fallas de pequeña magnitud (menores de 70 m) en la zona de las depresiones, posiblemente sean las que generaron estas geoformas y a partir del Pleistoceno moderaron su actividad siendo cubiertas por sedimentos del Cuater-

Tabla 1

Evento sísmico tiempo en seg.	Velocidad sísmica en km/s	Sedimentos
0 - 0,20	1,48	Agua
0,20 - 0,28	1,54 - 2,20	Cuaternarios
0,28 - 0,51	2,20 - 3,50	Terciarios
0,51 - 0,85	4,50 - 5,50	Paleozoicos e Ignimbritas
Mayor de 0,85	Mayor de 5,50	Basamento

nario, los cuales no muestran ningún tipo de removilización en la sección sísmica (Fig. 3).

Los lineamientos de alto gradiente observados en los mapas del campo magnético total del área (Fig. 5), habilitaron a pensar en un sistema de fracturas noreste -suroeste similar, y en algunos casos, continuación de los esbozados por Cortés (1981) en la región sur del arroyo Verde en la provincia del Chubut.

Litología del basamento

El valor de la susceptibilidad magnética hallado para la roca del basamento del pilar mediante el modelado del perfil I indica que de acuerdo a las tablas de Heiland (1951), Telford *et al.* (1976) y Carmichael (1982) este podría ser una metamorfita de bajo grado o un granitoide con poco contenido de minerales ferro-magnéticos. Una correlación que estaría de acuerdo con esta identificación litológica son las velocidades sísmicas encontradas en los disparos de refracción realizados por YPF en el istmo y la península, donde para estas rocas se han determinado valores promedio de 5400 m/s.

Para identificar el tipo de roca del basamento en el golfo San Matías se utilizaron los resultados de la magnetometría y de la sísmica de refracción. Las anomalías magnéticas ubicadas en la Fig. 4 podrían explicarse considerando la existencia de rocas meta-sedimentarias e intrusivas volcánicas como las que

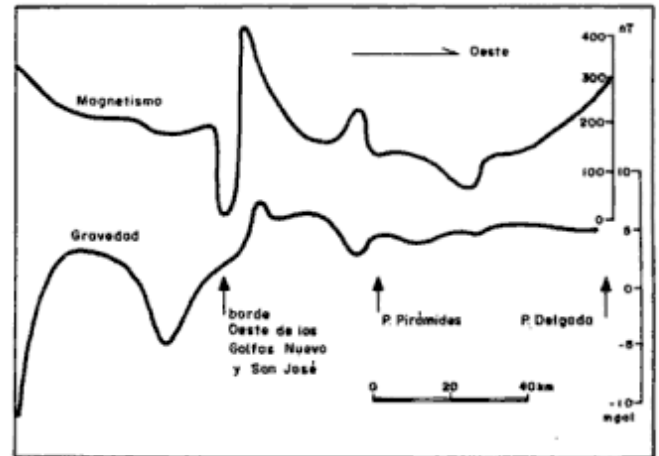


Figura 7: Perfil II de las anomalías del campo magnético total y de gravedad (Bouguer) comprendido entre la Ruta 3 y punta Delgada. Son notables las anomalías ubicadas en el borde oeste de los golfos y en punta Pirámides, las que son interpretadas como fallas en las rocas del basamento.

propusieron, de acuerdo a modelados magnéticos, Mouzo y Paterlini (1985) y concordantes con las estudiadas en el litoral norte de la provincia del Chubut por Kostadinoff y Schillizzi (1988). En este último trabajo se propone también la yacencia de rocas ignimbríticas de la Formación Marifil en el litoral y en la plataforma marina aledaña.

Formación Sierra Grande

La diferencia de aproximadamente 65 nT que se detecta en el pico de la curva es adjudicable a una capa

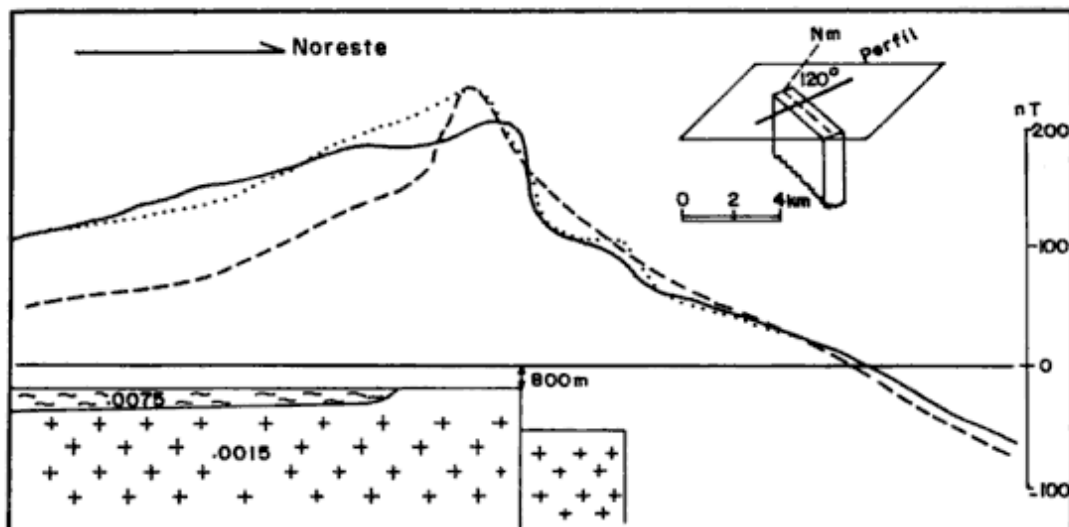


Figura 8: Perfil I
 — Anomalías del campo magnético total observado.
 - - - Anomalía calculada para el caso de un prisma de 24 km de ancho y una orientación de 120° respecto del norte magnético Nm.
 Anomalía calculada cuyos valores son suma del prisma de basamento postulado con una capa de sedimentitas de alta susceptibilidad magnética (¿Formación Sierra Grande?)

sedimentaria de susceptibilidad cinco veces mayor que la roca del basamento, 0,0075 uem/gr, y un espesor de 160 metros de acuerdo a las fórmulas usadas por Nettleton (1976) en casos similares (Formación Sierra Grande?).

Esta posibilidad se ve reforzada por los resultados de los estudios de Cortés (1981) que encontró afloramientos de esta formación en el extremo noreste de la provincia del Chubut, la descripción de Bianchi (1984) que informó sobre la existencia de sedimentitas paleozoicas similares o correlativas a las aflorantes en Sierra Grande en la península Valdés (pozo PV-X1) y en la cuenca de Rawson, y finalmente las interpretaciones geofísicas de Kostadinoff y Schillizzi (1988) que infieren por gravimagnetometría la extensión de estos sedimentos en el litoral norte de la provincia del Chubut. Por lo tanto se propone que estos sedimentos cubren en profundidad toda la región de la península Valdés.

Conclusiones

Se propone, considerando las interpretaciones geofísicas, la existencia de un pilar en el basamento de la península Valdés y el golfo San Matías. De acuerdo a los modelos magnéticos y velocidades sísmicas, la roca de éste sería de composición metamórfica o un

granitoide con moderado contenido de minerales pesados (paramagnéticos).

El pilar habría sufrido desde el paleozoico hasta la actualidad movimientos epirogénicos que serían responsables de la formación de las puntas y bajos de la península.

La génesis de los golfos nordpatagónicos se explicaría parcialmente, evaluando la sección sísmica, por la gran densidad de fallas existentes en el basamento pero sería necesaria la movilización de un importante volumen de sedimentos por erosión eólica e hidráulica para darles la forma actual.

La columna total de sedimentos en los golfos varía entre 600 y 2000 m, incluyendo dentro de la misma ignimbritas de la Formación Marifil. La cobertura de sedimentos del cuaternario sería de 60 m (promedio).

Se infiere por modelos magnetométricos y los disparos de refracción que sedimentitas de la Formación Sierra Grande o similares se encuentra cubriendo el basamento de la península Valdés, el golfo San José y el sector Sur del golfo San Matías.

Agradecimientos

A la tripulación y oficialidad de los buques oceanográficos del CONICET "Puerto Deseado" y "El Austral". Al personal del IADO que formó parte de la

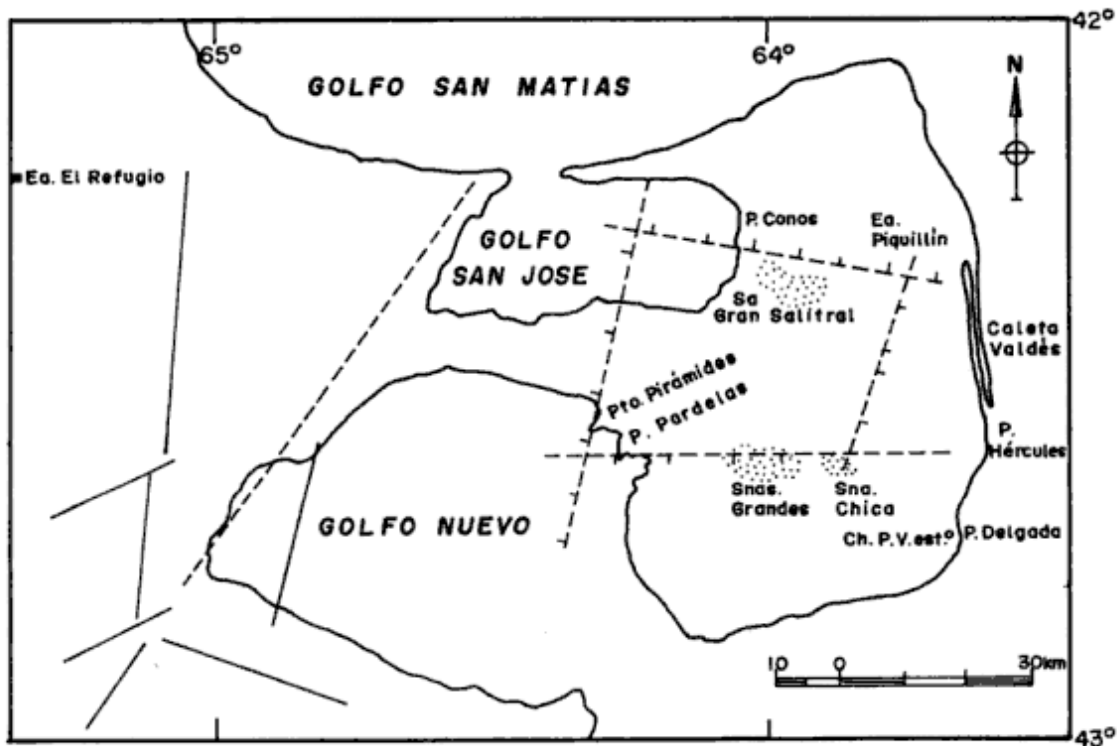


Figura 9: Ubicación del pilar tectónico en la península y golfos. La línea punteada indica la ubicación de las fallas propuestas en el basamento de acuerdo a las interpretaciones geofísicas. La línea llena son las publicadas por Kostadinoff y Schillizzi (1988).

dotación científica de la campañas oceanográficas mencionadas en este trabajo. A los directivos y personal del Centro Nacional Patagónico de Puerto Madryn que brindaron su apoyo durante la prospección magnética del golfo San José. A directivos y profesionales de Yacimientos Petrolíferos Fiscales que permitieron acceder a la lectura de los informes sísmicos y de pozos del área. A directivos y personal de Geosource Exploration Company por el procesamiento digital de la sección sísmica interpretada en este trabajo. A E.M. Gelós por la lectura crítica del manuscrito. Esta investigación se realizó con diferentes subsidios del CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bianchi, J.L., 1984. Interpretación tectogenética y paleoambiental de la cuenca de Rawson, plataforma continental argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 47-60. Buenos Aires.
- Carmichael, R., 1982. Handbook of Physical properties of rocks. CRS Press Inc. Vol 2: 256-257. Florida.
- Chebli, J., Nakayama, C. y Sciutto, J., 1978. Mapa geológico de la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino. Actas, 1: 639-675. Buenos Aires.
- Cortés, J.M., 1981. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la península Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36 (4): 424-445.
- Haller, M., 1983. Descripción geológica de las hojas 42i Golfo San José, 42j Caleta Valdés, 43i Golfo Nuevo y 43j Punta Delgada, provincia del Chubut. Servicio Minero Nacional: 1-55. Buenos Aires. (inédito).
- Heiland, C.A., 1951. Geophysical Exploration. Prentice Hall. Part II: 67-270. New York.
- Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A., 1988. Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre arroyo Verde y el río Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (1): 80-90.
- Mouzo, F.H., Garza, M.L., Izquierdo, J.F. y Zibecchi, R., 1978. Rasgos de la geología submarina del golfo Nuevo (Chubut). Acta Oceanographica Argentina 2 (1): 69-91.
- Mouzo, F.H. y Paterlini, C.M., 1985. Expresión magnética marina al sudeste de Buenos Aires y Río Negro. 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses. Resúmenes: 63-64. La Plata.
- Nakayama, C., Sciutto, J.C., Castillo, E. y Fernández, C., 1978. Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 657-670. Buenos Aires.
- Pierce, J.W., Siegel, F.R. y Uricen, C.M., 1969. Topografía submarina del golfo San Matías. 4º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 127-140. Buenos Aires.
- Ríos, F.F., 1974. Determinaciones sísmicas en el golfo San Matías. Contribución Científica Nº 15. Instituto Argentino de Oceanografía: 1-16. Bahía Blanca.
- Rovereto, G., 1921. Studi di geomorfologia Argentina; La península Valdés. Bolletino della Società Geologica Italia. 15: 1-47.
- Telford, W., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. y Keys, D., 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press: 147-217. Cambridge.
- Windhausen, A., 1919. Rasgos de la historia geológica de la planicie costera en la Patagonia septentrional. Boletín Academia Nacional Ciencias, 32 (3-4): 319-364. Córdoba.
- Zambrano, J.J., 1973. Influencia de la deflación en la formación de los bajos sin salidas de la Patagonia extraandina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (1): 92-94.

Recibido: 25 de julio, 1990

Aceptado: 20 de agosto, 1992

Prospección fitogeoquímica por Pb y Cu en la Sierra de Narvárez, Provincia de Tucumán

Silvia Eugenia GOMEZ

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

ABSTRACT. *Phytogeochemical analysis for Pb and Cu in Sierra de Narvárez, Tucumán Province.* A phytogeochemical prospection for Cu and Pb was performed in metamorphic and granitic rocks over an area of 10 km² in Sierra de Narvárez, southwestern Tucumán. Two species were used, *Alnus acuminata* H.B.K. and *Festuca hieronymi* Hackel, with a total of 68 samples. A good correlation between the Cu phytogeochemical and lithochemochemical profiles was found, whereas this relation is less clear for Pb.

Introducción

La prospección fitogeoquímica, como método auxiliar de la litogeoquímica, adquiere gran importancia en áreas donde la espesa cobertura de suelo y vegetación dificulta la observación directa y, como consecuencia, la recolección de muestras en afloramientos no intemperizados.

Dada las dificultades naturales que presentan estas zonas, se decidió la elaboración de este trabajo, con el objeto de llegar a definir áreas de anomalías de Pb y Cu, en rocas graníticas y metamórficas por medio de análisis fitogeoquímicos.

La zona investigada se encuentra al SO de la Provincia de Tucumán, en el faldeo oriental de la Sierra de Narvárez, la cual es integrante del Sistema del Aconquija. Localmente, se ubica en la intersección de las coordenadas 27° 37' 30" de latitud sur y 65° 55' 30" de longitud oeste. La altura media sobre el nivel del mar es de unos 1800 metros (Fig. 1).

Antecedentes

Son numerosos los trabajos geológicos de índole regional que incluyen al sector de estudio. Entre los primeros aportes podemos citar a los de Kühn y Rohmeder (1924), Kittl (1926, 1938) y González Bonorino (1950), autores que aportan diversos datos sobre las rocas metamórficas e ígneas del área investigada. Posteriormente Caminos (1979), en un traba-

jo de síntesis, caracteriza en forma general al Sistema del Aconquija, incluyéndola regionalmente en la Provincia geológica de Sierras Pampeanas Noroccidentales.

Por otro lado los trabajos de detalle que guardan relación con las posibilidades económicas del área fueron realizados por Alderete (1973) y Jurado Marrón y Butrón (1974), a raíz de haberse detectado ciertas anomalías de wolframio; también Díaz Taddei (1983), aporta interesantes datos geoquímicos. Los estudios de mayor interés sobre la geoquímica del Granito "Los Alisos", los llevan a cabo Toselli *et al.* (1985), quienes indican la presencia de Sn, Rb y Li, entre otros minerales de importancia. Para estos autores el granito mencionado, que intruye a los esquistos y gneises de la zona, constituye un plutón epizonal y discordante, leucocrático, muscovítico, de una superficie de afloramientos de 8 km². La textura es variada, desde porfirica a equigranular, con diversos tonos de rosados y grises.

La información botánica de la zona, que dada la naturaleza de este trabajo resulta de interés, fue proporcionada por Kühn y Rohmeder (1924) y Vervoorst (1979, 1982). Para Cabrera (1971), la zona estudiada se encuentra ubicada dentro de la Provincia Fitogeográfica de la Yunga.

Cabe señalar que en nuestro país los estudios fitogeoquímicos son escasos, pudiéndose citar como un ejemplo los realizados por Giuliani (1971), para la prospección de Pb y Zn en la Sierra de Santa Bárbara (Jujuy). En otros países como en Chile (Cecioni 1982) y en España (Segura *et al.* 1975), se aplicó este método de prospección con resultados satisfactorios.

Materiales y métodos

Debido a la mayor difusión en el área, el estudio se realizó en base a las especies vegetales *Alnus acuminata* H.B.K. (aliso) y *Festuca hieronymi* Hackel (aive).

El muestreo se efectuó de manera sistemática, trazando un reticulado sobre una fotografía aérea a escala 1: 7500, cubriendo una superficie aproximada de 10 km² que incluyó el cuerpo granítico de "Los Alisos", la zona de contacto y las metamorfitas que constituyen la roca de caja del intrusivo (Fig. 2a).

La zona de extracción de muestras cubrió un radio de 150 metros, a partir de cada punto de muestreo indicado en el reticulado. La altura del muestreo osciló entre 1 y 2 metros en la especie arbórea y al ras del suelo en la herbácea. Cada muestra consistió en unos 200 gr de hojas, colectándose un total de 68 muestras, 45 de *A. acuminata* y 23 de *F. hieronymi*.

Las muestras fueron secadas en estufa a 90°C durante 6 y 12 h para la especie herbácea y arbórea, respectivamente. Luego se procedió al molido en

mortero de porcelana, pasadas posteriormente por un tamiz de malla N° 16. Finalmente, se realizó la calcinación en mufla a 400°C durante 3 a 4 h, utilizando crisoles de porcelana.

Tabla 1: Valores de los elementos analizados en *A. acuminata*

Muestra	p.p.m.Pb	p.p.m.Cu
1	<10	206
2	45	10
3	<10	233
4	<10	212
5	53	178
6	<10	144
7	53	127
8	<10	151
9	45	147
10	49	31
11	62	154
12	<10	89
13	<10	34
14	45	123
15	<10	93
16	<10	31
17	<10	134
18	<10	62
19	53	158
20	<10	110
21	<10	227
22	<10	144
23	<10	199
24	<10	202
25	<10	93
26	<10	<7
27	<10	117
28	53	137
29	<10	72
30	<10	192
31	<10	289
32	<10	103
33	<10	84
34	<10	105
35	<10	209
36	<10	110
37	<10	243
38	<10	185
39	<10	58
40	<10	117
41	<10	139
42	<10	126
43	<10	137
44	<10	168
45	<10	133

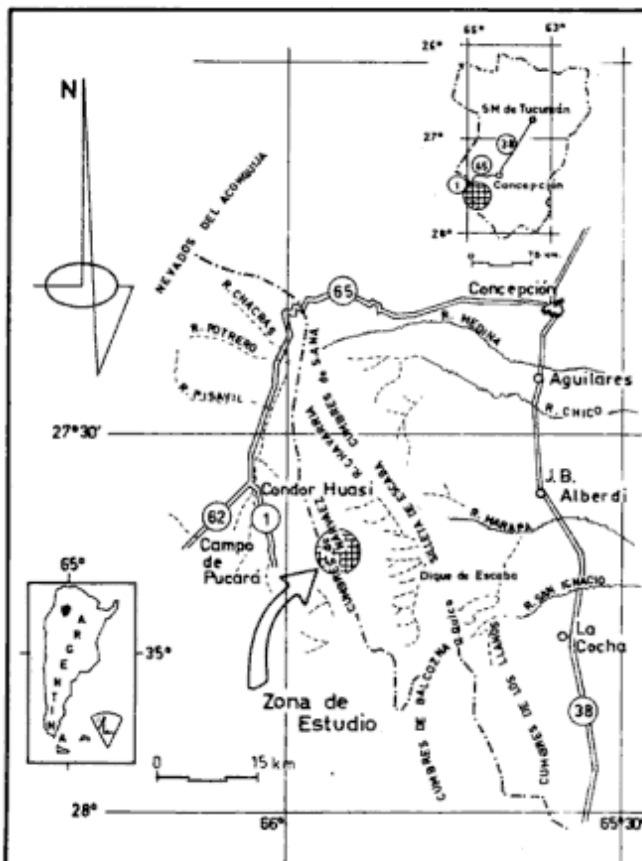


Figura 1: Ubicación y vías de acceso.

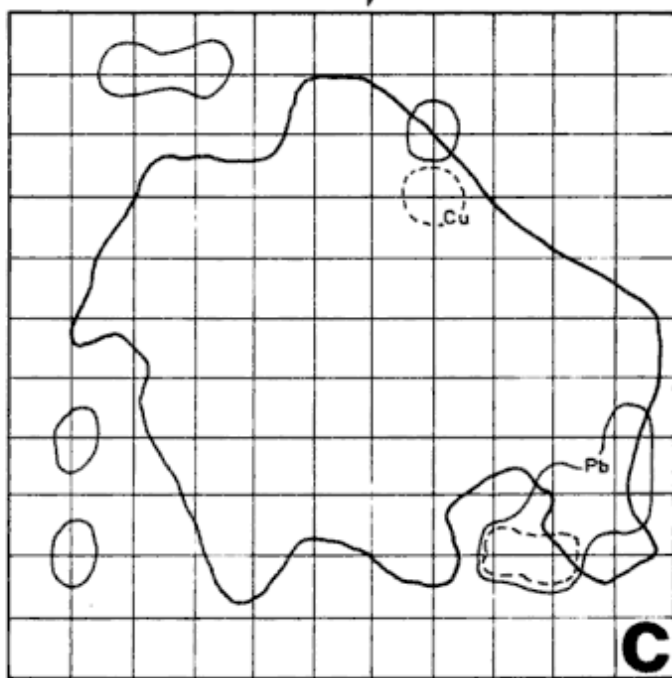
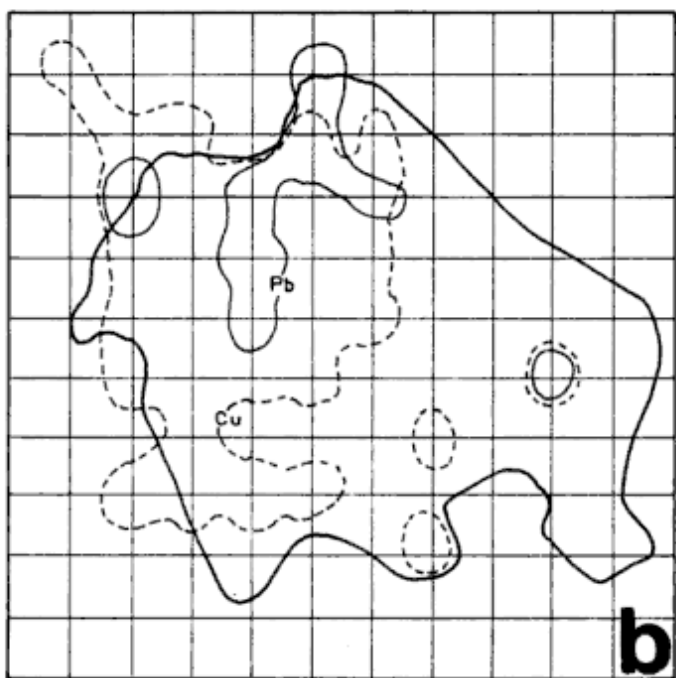
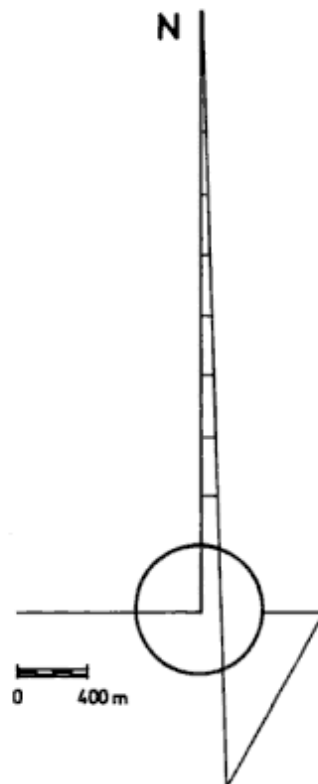
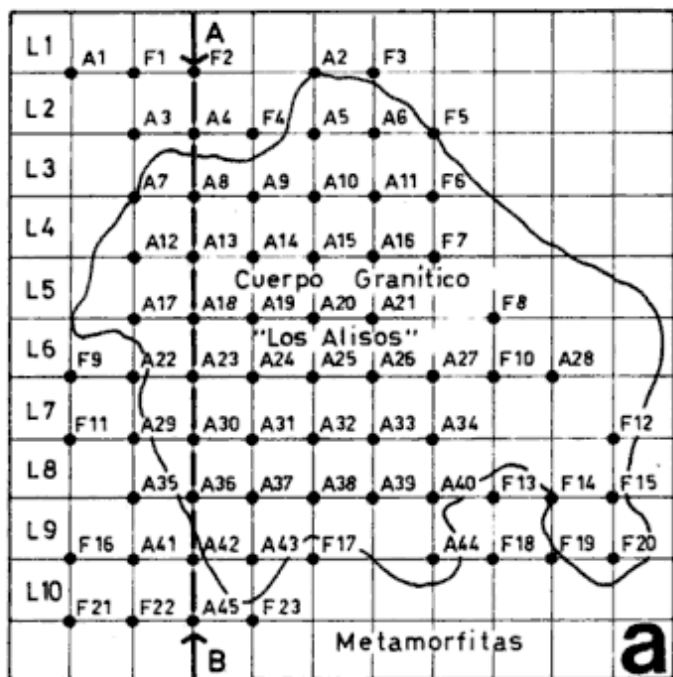


Figura 2: a, Muestreo fitogeoquímico, L: línea de muestreo, A: *Alnus acuminata*, F: *Festuca hieronymi*, . centro de muestreo, A → B ← : Ubicación de los perfiles de las Figs. 3a y b; b, Mapa fitogeoquímico en *Alnus acuminata*, Pb ≥ 40 p.p.m. —, Cu: ≥ 30 p.p.m. - - -; c, Mapa fitogeoquímico en *Festuca hieronymi*, Pb: ≥ 45 p.p.m. —, Cu: ≥ 50 p.p.m. - - -

En las cenizas se determinaron Cu y Pb por fluorescencia de Rayos X, siguiendo las técnicas analíticas descritas por García Sánchez y Saavedra (1983).

Los resultados encontrados se exponen en las Tablas 1 y 2.

Los valores anómalos han sido calculados mediante análisis estadísticos, controlados y reajustados por los métodos gráficos sugeridos por Tennant y White (1959).

Asimismo, se confeccionaron los gráficos para los perfiles fito y litogeoquímico, analizándolos mediante el coeficiente de correlación de Spearman (Snedecor y Cochran, 1971).

Discusión y conclusiones

En la Fig. 2b se han graficado las áreas de anomalías presentes a *A. acuminata*, observándose en el mapa zonas en las que se superponen los valores anómalos de Pb y Cu. Estos sectores están localizados al N y E del cuerpo intrusivo, cubriendo también parte de la zona de contacto. Las muestras con contenidos anómalos de Cu se distribuyen tanto en el intrusivo como en las metamorfitas, de manera aproximadamente homogénea.

En la Fig. 2c, que muestra los valores anómalos encontrados en *F. hieronymi*, puede apreciarse que las anomalías se superponen solamente en un sector cuyo substrato corresponde al basamento metamórfico.

Del total de muestras para cada especie resultaron con valores anómalos de Pb un 71% en *A. acuminata*, mientras que en *F. hieronymi* el porcentaje fue del 47%. En tanto que para el Cu la relación es inversa ya que en *A. acuminata* se registró un 71% de muestras anómalas y en *F. hieronymi* sólo el 13%. Es probable que esto sea debido a que la primera de las especies nombradas posee mayor afinidad con relación al Cu, mientras que *F. hieronymi* es más afín al Pb.

El muestreo sistemático aplicado para la fitogeoquímica, sólo en partes fue coincidente con la extracción puntual de muestras para los análisis litogeoquímicos. Con estos puntos de coincidencias se realizaron perfiles (Fig. 3a y b) indicados en la Fig. 2a. El coeficiente de Spearman muestra una correlación significativa, a un nivel del 5% para el Cu (rs: 0,870), en tanto que para el Pb este coeficiente no tiene valor de interés (rs: 0,336).

Como conclusión final se debe destacar que las comparaciones efectuadas con los valores obtenidos por la litogeoquímica, muestran claramente que este

Tabla 2: Valores de los elementos analizados en *F. hieronymi*

Muestra	p.p.m. Pb	p.p.m. Cu
1	53	24
2	45	22
3	10	17
4	10	14
5	53	17
6	10	254
7	10	10
8	10	10
9	10	14
10	10	14
11	45	21
12	53	7
13	10	10
14	45	10
15	45	10
16	53	21
17	10	14
18	45	54
19	49	51
20	10	10
21	10	21
22	10	7
23	10	10

método tiene mayor utilidad para el Cu (mayor nivel del coeficiente de Spearman). Pero igualmente tiene un razonable significado positivo al tratarse del Pb, ya que también permite la detección de anomalías.

Está claro que métodos como el descrito pueden ser utilizados con éxito en las primeras etapas de prospecciones regionales como un complemento a los muestreos litogeoquímicos, con el propósito de lograr resultados orientativos que permitan la selección de áreas de interés para futuras exploraciones de mayor detalle. La utilidad del método cobra mayor valor en zonas cubiertas por vegetación que hacen difícil la localización de afloramientos de roca fresca. Como ejemplos pueden señalarse el faldeo oriental del Sistema del Aconquija-Cumbres Calchaquíes y las sierras del NE de la Provincia de Tucumán.

Agradecimientos

A.A. Toselli por haber permitido el tratamiento del material, en el laboratorio de Geoquímica del Instituto Superior de Correlación Geológica de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo de la

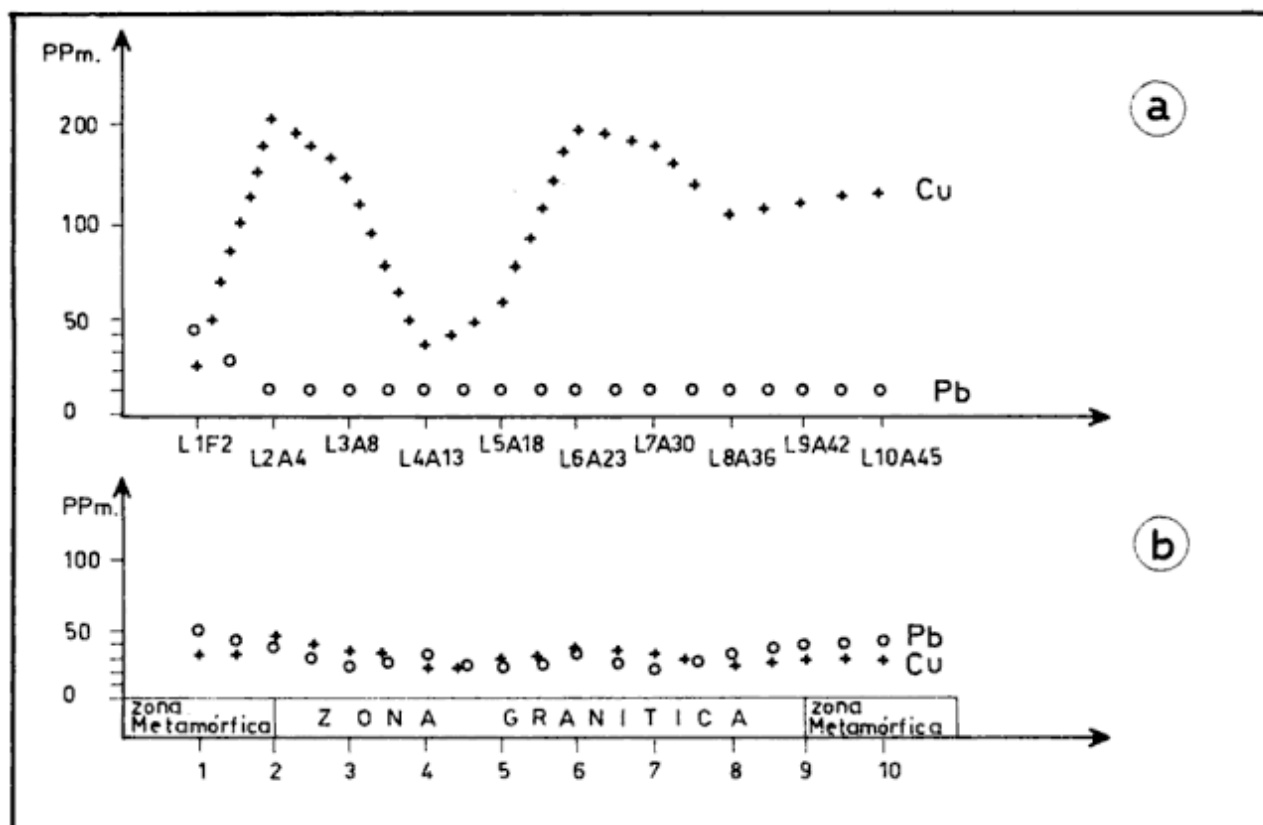


Figura 3: a, Perfil fitogeoquímico; b, Perfil litogeoquímico

Universidad Nacional de Tucumán, como así también a J. Saavedra Alonso del Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología de Salamanca (España), por la determinación de los elementos en cuestión.

La lectura y crítica del trabajo fueron efectuadas por Felipe Durand, a quien se agradece especialmente. Asimismo se agradece a Daniel Ruíz Holgado por la esmerada confección de los gráficos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alderete, M., 1973. Exploración Geológica Minera del Mosaico 25 C 1. Plan Noroeste Argentino I Geológico Minero. 7 p. (Inédito).
 Cabrera, A., 1971. Fitogeografía de la República Argentina. Boletín de la Sociedad Argentina Botánica, 14 (1-2): 1-42.
 Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Jujuy, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. II Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 225-292. Córdoba.
 Cecioni, R.A., 1982. Antecedentes Biogeoquímicos del Yacimiento Cuprífero de Curacarel, Región del Bio-Bio. Concepción, Chile. 3º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: E78 - E103.
 Díaz Taddei, R.L., 1983. Informe preliminar Geológico-Minero del área de reserva N° 26 "Chavarría". Dirección Provincial de Minas, Tucumán, 20 p. (Inédito).

García Sánchez, A. y Saavedra Alonso, J., 1983. Datos analíticos sobre cuatro patrones geoquímicos de Salamanca (Granitos s.l.) y técnicas utilizadas. Anales de Centro de Edafología y Biología Aplicada, Salamanca, 9: 321-331.
 Giuliani, C.A., 1971. Prospección Biogeoquímica por Pb y Zn en un área piloto - Sierra de Santa Bárbara, Jujuy. 1º Simposio Nacional de Geología Económica, Actas 1: 25-32, San Juan.
 González Bonorino, F., 1950. Descripción Geológica de la Hoja N° 13 e, Villa Alberdi. Boletín de la Dirección General de Geología y Minería, 74: 1-77.
 Jurado Marrón, M. y Butrón, A., 1974. Informe parcial del área de reserva N° 26 "Chavarría". Plan Noroeste Argentino I Geológico Minero, 25 p. Tucumán (Inédito).
 Kittl, E., 1926. Las rocas graníticas del poniente del Aconquija, Provincia de Catamarca. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 29: 333-348.
 Kittl, E., 1938. Estudios sobre las rocas metamórficas e intrusivas de la provincia del Norte Argentino. Revista Minera, 9: 43-46, 65-95.
 Kühn, F. y Rohmeder, G., 1924. Estudio fisiográfico de las sierras de Tucumán. Boletín del Museo de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán, 1 (5): 1-96.
 Segura, L.N.; Herrero Payo, A.; Llancho, J. y Saavedra Alonso, J., 1975. Empleo de la Biogeoquímica como método de prospección. Aplicación a yacimientos de sulfuros de la Provincia de Huelva (España). 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 6: 171-188. Buenos Aires.
 Snedecor, G.W. y Cochran, W.G., 1971. Métodos Estadísticos. Ed. Compañía Editorial Continental S.A., México-España - Argentina, 703 p.

- Tennant, C. y White, M., 1959. Study of the distribution of some geochemical data, *Economic Geology*, 54, 1281-1290.
- Toselli, A.; Rossi de Toselli, J.; Saavedra Alonso, J.; García Sánchez, A.; Díaz Taddei, R.; Farías, E. y Medina, M.E., 1985. El granito especializado (Sn, W, Li, Rb, Cs y P) de "Los Alisos". Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 120-123.
- Vervoorst, F., 1979. La vegetación del noroeste argentino y su degradación. *Serie Conservación de la Naturaleza, Fundación Miguel Lillo* 1: 5-9.
- Vervoorst, F., 1982. Noroeste. 18 Jornadas Argentinas de Botánica. *Serie Conservación de la Naturaleza, Fundación Miguel Lillo* 2: 9-24.

Recibido: 19 de agosto, 1991

Aceptado: 8 de setiembre, 1992

Geomorfología del Delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata

G. PARKER Y S. MARCOLINI

*Servicio de Hidrografía Naval. Avda. Montes de Oca 2124
1271 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Geomorphology of the Parana Delta and its extension into Río de la Plata.* The Río de la Plata is a coastal feature with estuarine elements and with a growing delta. The geomorphological extension of the "delta" of the Río Paraná exceeds its long-accepted limits as shown by sedimentological, morphological and stratigraphical studies. The recognition of a subaqueous plain, a delta front and a prodelta, suggests that the "delta" extends beyond the external front of Barra del Indio, where the fluvial sediments reach the External Zone of the Río de La Plata, up to Bahía de Samborombón. The delta is formed of two important stratigraphical units: a) basal or subdelta, which includes the Arenas Basales (white sands with organic matter) and Atalaya Formation (green sandy silts and silty clays with marine fossils), both of Holocene age (Last Deglacial Hemicycle); b) deltaic, which overlies the first one, and corresponds to Playa Honda Formation (silty sands and sandy clayey silts), of Recent age (Post Glacial).

Introducción

La denominación "delta" ha tenido connotaciones de tipo "antropocéntrico", es decir que designa un área cuyo límite geográfico está basado en características ambientales relacionadas con el uso humano. Esa definición incluyó aspectos como la forma, el relieve, la flora y fauna, y la relación con los depósitos de un río importante.

El estudio detallado de estos ambientes, no sólo por su interés como ambiente geográfico actual, sino fundamentalmente desde el punto de vista de su capacidad para generar y almacenar hidrocarburos, extendió sus límites más allá de lo que el hombre podía percibir a través de sus sentidos.

Con este trabajo se pretende demostrar la extensión del ámbito geográfico del Delta del Paraná y los diferentes ambientes sedimentarios que lo integran, desde un punto de vista estrictamente geomorfológico basado en estudios de sedimentología, estratigrafía y morfología (Cavallotto 1989, CARP 1989, Parker y Marcolini 1989, Parker 1990).

Clásicamente el delta fue definido en sus facies subaérea o llanura emergida o Delta propiamente dicho, y subácuea de Playa Honda. Aquí se exponen argumentos tendientes a demostrar que se extendería más allá del frente de la Barra del Indio, hasta la zona exterior del Río de la Plata, que se encuentra en un estado de evolución reciente y que sus depósitos ocuparían la parte superior del paleocauce del Río de la Plata.

Significado de los términos delta y estuario

Desde el punto de vista estrictamente geográfico el delta del Paraná se restringió al ámbito terrestre asociado al Paraná, abarcó una extensa zona baja enmarcada por llanuras altas de las provincias de Entre Ríos y Buenos Aires y por las llanuras costeras desarrolladas durante las épocas de máxima extensión de la transgresión holocena (Iriondo 1980).

El límite natural del delta, en el sentido de su avance, ha sido históricamente el "Río de la Plata", o a lo sumo se lo ha extendido hasta Playa Honda sin considerar que ambas geformas, es decir delta y estuario pueden coexistir.

Estuario

Clásicamente se lo define como una masa de agua costera parcialmente confinada, que tiene una conexión libre con el mar abierto y en la cual el agua de mar es apreciablemente diluida por el agua dulce fluvial (Pritchard 1955). El término se restringe a una interfase dinámica entre el agua de río y la de mar (no todas las partes inferiores de un río ni todas las entrantes marinas son estuarios).

La dinámica de un estuario está dada principalmente por la acción de la marea en relación a las magnitudes relativas del oleaje y el río.

La mezcla de aguas de distintas densidades genera un sistema de circulación que según el modo de

difusión de sal y masa de agua salina da lugar a cuatro tipos distintos de estuario (tipo A, B, C y D, Pritchard 1955). Esta mezcla produce el efecto de floculación sobre los sedimentos en suspensión. El sedimento transportado por el estuario puede ser de procedencia fluvial o marina. Dado el carácter reversible o bidireccional de las corrientes, es común el desplazamiento de sedimentos marinos hacia el interior o hacia la boca del estuario (Buller *et al.* 1975) a veces en volúmenes y distancias importantes.

Los estuarios actuales más frecuentes se encuentran localizados en valles fluviales inundados, formados como respuesta al ascenso post-glacial del nivel del mar durante la transgresión holocena. Muchos estuarios modernos se están relleno rápidamente a causa de las altas velocidades de sedimentación. Cuando se completa el relleno del valle que aloja el estuario éste desaparece (Kennet 1982).

El relleno o colmatación depende de la subsidencia o elevación del área. Si la subsidencia domina, el ambiente estuárico puede durar un largo período dando como consecuencia grandes acumulaciones de sedimentos. Sin embargo, los estuarios pueden ser rasgos efímeros en la evolución terrestre que llegan a durar miles de años antes de ser completamente rellenos (Kennet 1982).

Delta

Un delta es un área con predominio de sedimentación, que se desarrolla en las proximidades de un cuerpo de agua, donde un río o sistema fluvial pierde competencia y deposita sus detritos. El control de la formación de un delta que alcanza el mar está dado por la relación entre el volumen de sedimentos aportados, la energía de la ola y el rango de la marea, que no debe ser capaz de removerlos totalmente. Se producirá una progradación de los depósitos con la consecuente regresión de la línea de costa.

Gilbert (1885) considera que el proceso de formación de un delta depende casi exclusivamente de la capacidad y competencia de la corriente para el transporte de detritos, las cuales son proporcionales a su velocidad, mientras que la forma del depósito está controlada por el tamaño de grano del material aportado (lo más grueso en la boca del río y lo más fino se dispersa lejos). Suelen presentar numerosos brazos de formas salientes y convexas, de sección transversal también convexa.

Wright (1978) considera que los deltas son modelados por fuerzas interactuantes fluviales y marinas. Los define como acumulaciones costeras tanto subaéreas como subacúeas derivadas de ríos adyacentes o cercanos a la corriente de provisión e incluye

los depósitos que han sido secundariamente modelados por varios agentes marinos como olas, corrientes y mareas. Por lo tanto, incluye a toda la planicie deltaica sin tener en consideración las formas de sus plantas o las geoformas que lo constituyen. Como consecuencia de la gran variación de la intensidad relativa de los diferentes procesos que controlan el desarrollo de un delta, se puede afirmar en general que las formas de una llanura deltaica cubren casi todo el espectro de rasgos costeros incluyendo canales distributarios, barras de boca de río, bahías interdistributarias abiertas o cerradas, rellanos de mareas, playas, crestas de playas, dunas y campos de dunas, pantanos y marismas. Es decir, los rasgos depositacionales de un frente deltaico son casi tan variados como los mismos deltas, y dependen de los ambientes dinámicos que se les asocian.

Wright (1977) también considera que la depositación deltaica y el esquema morfológico resultante son el producto de factores dinámicos complejos interactuantes, entre los que sobresale el proceso de difusión y desaceleración de boca de río, el transporte por acción de marea y olas y sus modificaciones en proximidades de la costa, y una variedad de factores biológicos, geológicos y climáticos a los que habría que agregar los físico-químicos producidos en la zona de contacto entre el agua dulce y salada. Estos últimos por lo general quedan enmascarados por los procesos de difusión y desaceleración, cobrando importancia cuando el material que transporta el río es más arcilloso, como en el caso del Río de la Plata.

Ambito geográfico del delta del Paraná y del río de la Plata.

Las definiciones clásicas de estuario consideran la interfase agua dulce-agua salada como un rasgo esencial y/o característico de dicho ambiente y en forma mucho menos importante los procesos de sedimentación y las formas de agradación que suelen asociarse.

En las definiciones de delta, en cambio, el concepto esencial radica en el proceso de agradación vinculado en tiempo y espacio a un río que transporta sedimentos.

No obstante, ambos procesos se dan en forma simultánea en la etapa de formación de un delta cuando un río desemboca en el mar o cuerpo de agua.

Varios autores (Ottmann 1967, Kennet 1982) hablan de la formación de deltas en estuarios, luego del ascenso del nivel del mar durante el Holoceno.

El Río de la Plata es considerado por los autores como un elemento geográfico costero que presenta

rasgos de tipo estuárico, tal como las definiciones clásicas lo indican, pero que también tiene en formación un delta que se extiende hasta la Barra del Indio.

En los estudios llevados a cabo por el Servicio de Hidrografía Naval durante el Levantamiento Integral del Río de la Plata, se consideró que el Delta del Paraná se extendía hasta Playa Honda, reconociendo a este rasgo como las capas frontales del delta, con una morfología de lóbulos tendientes al este que constituirían las capas cuspidales del delta subfluvial del Paraná (Urien 1966). Sáenz Valiente (1901-1904) y Balay (1961), mencionan la probable invasión del Río de la Plata por el Delta del Paraná, hasta la desembocadura de aquél en el mar, tal como lo hace el Mississippi.

Incarinato (1944), con escaso sustento geológico y simplemente en base a comparaciones morfológicas con el delta del Nilo, propone considerar al Río de la Plata como un delta sumergido o inundado.

Casal (1957) considera que la desembocadura del río en el mar es una ancha barra que constituye una prolongación submarina del delta del Paraná.

Posteriormente en CARP (1989), en base a argumentos granométricos y sedimentológicos, se llegó a la conclusión que los sedimentos fluviales no sobrepasan la Barra del Indio y se derraman principalmente hacia la Bahía de Samborombón, donde se disponen en discordancia sobre las arenas relicto del Holoceno inferior y se extienden como Prodelta hasta el ambiente típicamente marino del Río de la Plata exterior.

Cavallotto (1987) reconoce un ambiente de llanura deltaica (*top set*) representado por el delta propiamente dicho y Playa Honda, es decir tanto el sector subaéreo como el subáqueo, y un delta formado por el sector comprendido entre el extremo distal de Playa Honda y Barra del Indio. Esta barra, constituida por sedimentos arcillosos producto de la floculación del material en suspensión, es considerada como la forma de agradación reciente más oriental del río. Por su estructura interna, su morfología, sus sedimentos y su vinculación con la zona de mezcla agua dulce-agua salada, es considerada como la parte más exterior del delta subáqueo.

La morfología del lecho y el ordenamiento de sus facies sedimentarias permiten interpretar el delta frontal como una plataforma deltaica subáquea. Debido a la gran distancia que existe entre la facies sedimentaria más externa de la llanura subaérea y el extremo más externo de la plataforma subáquea, este esquema se aparta de los modelos de deltas clásicos.

A través de la discusión acerca de los alcances de los términos estuario y delta, se concluye que ambos pueden coexistir en un mismo lugar geográfico, por

cuanto el estuario se refiere preferentemente a las características físico-químicas y dinámicas del fluido que lleva el valle inundado, mientras que el delta está relacionado con los depósitos de un río que puede estar vinculado a un estuario, formando el sustrato sólido de este último.

Geología del Delta del Paraná

Extensión geográfica

En la Fig. 1 se indica la extensión geográfica del Delta del Paraná, reservándose el término en lo que a delta emergido se refiere, para lo que Iriondo (1980) denomina llanura deltaica, y para su extensión subáquea, el lecho del Río de la Plata interior y medio hasta más allá de la Barra del Indio, a partir de donde se desarrollaría el Prodelta.

Los fundamentos de esta delimitación surgen de los puntos siguientes:

Ambientes sedimentarios

Tomando en consideración la llanura deltaica y el lecho del Río de la Plata como una sola unidad morfológica, es posible definir una formación deltaica clásica y desarrollada bajo condiciones subaéreas y subáqueas, cuyos ambientes sedimentarios se definen a continuación (Fig. 1).

1. *Llanura subaérea*: está representada por el delta inferior y superior (Iriondo 1980), separados por el límite que responde a la zona inundable por acción de mareas. Bonfils (1962) reconoce cuatro regiones geomorfológicas en este sector: Delta Antiguo, Prodelta, Bajíos ribereños y Bajo delta, aunque en este caso, estaría constituida por el Bajo delta.

2. *Frente deltaico*: Ocupa el Río de la Plata Superior y Medio; es de amplia distribución y tiene las características de una terraza de suave inclinación hacia el sudeste, que acaba en un escalón de 6 m dando origen a la Barra Distal.

-*Barra de Boca de distributarios*: la coalescencia de barras de boca de distributarios de funcionalidad alternada ha dado origen a Playa Honda que incluye en el sector proximal albardones subáqueos y subaéreos, con los cuales se produce el avance de los distributarios sobre las facies más distales.

Los procesos de boca están limitados a fenómenos de chorro turbulento en un medio de similar o igual densidad y poca profundidad, con acción de

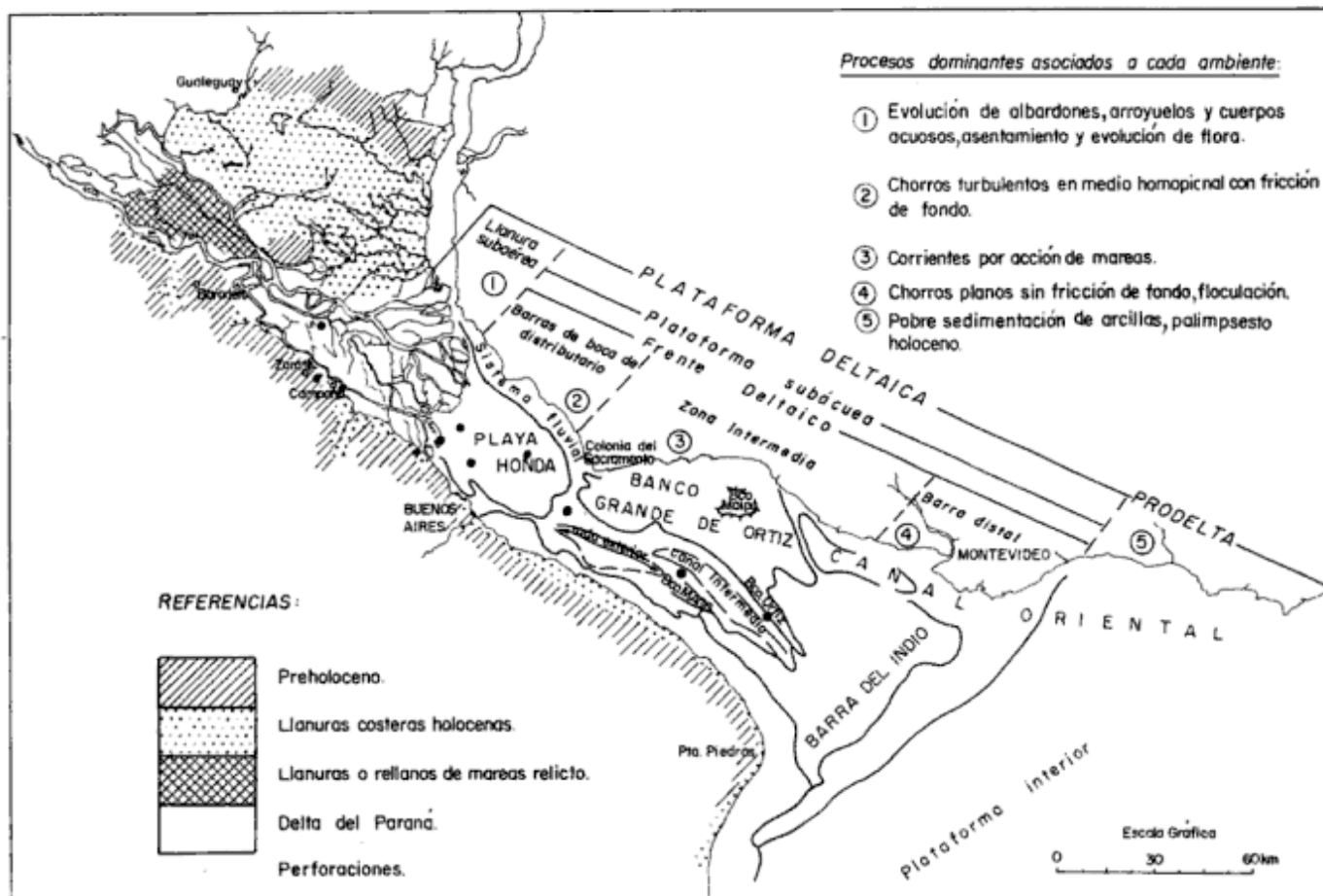


Figura 1: Ambientes sedimentarios del Delta del Paraná y procesos asociados.

fricción de fondo dominante y sin efectos importantes (Tipo B, Wright 1977), como consecuencia de acción de ola o marea (estos estarían materializados en los "lóbulos" de Urien 1966).

- *Canales y Márgenes de distributarios:* Por lo general se encuentran por dentro de las barras y bocas de distributarios y están caracterizados por la presencia de canales distributarios con albardones laterales subaéreos que progresivamente se transforman en subaéreos para dar origen al avance del delta subaéreo. Son ejemplos los diferentes distributarios que dan origen a los pozos Barca Grande y el Canal Costero Norte ya casi colmatados.

El Sistema Fluvial puede también ser considerado como un gran canal distributivo con desarrollo de albardones subaéreos y barras frontales como la del Globo o San Juan. En este caso las márgenes están constituidas por Playa Honda y barras y playas costeras, además de los importantes albardones que bordean la Isla de Martín García.

- *Zona Intermedia:* Se caracteriza por la presencia de amplias fosas y/o canales de erosión debidos a la acción de mareas, y de bancos longitudinales debidos también a corrientes de marea tales como los

Bancos Chico y Magdalena, incluidos los de la gran fosa del Canal Intermedio (Cavallotto 1987). También en esta zona se desarrollan albardones subaéreos como el Banco Ortiz y los desaparecidos Gaviota y Cuirassier.

- *Barra Distal:* Es un sistema morfodinámico formado por la Barra del Indio. Está constituido por depósitos arcillosos de estratificación sigmoidea (Cavallotto 1987). Está genéticamente asociada a fenómenos de mezcla de aguas de distinta densidad en forma de chorros planares turbulentos y de floculación, es decir características dinámicas similares a los procesos propios de boca de río cuando desembocan en el mar.

3. *Prodelta:* No se lo puede precisar con exactitud por cuanto no existen acumulaciones significativas de sedimentos finos más allá de la Barra del Indio, o por lo menos no se han detectado a través del instrumental empleado.

Su existencia se infiere por la carga sólida mantenida en suspensión y transportada a grandes distancias de la costa.

Estratigrafía

En base a la escasa y no específica información de subsuelo, es posible interpretar en forma general la estratigrafía del Delta del Paraná (Fig. 2). Se distinguen dos grandes unidades tiempo transgresivas:

-*Basal o subdelta*: Constituida por la Fm. Atalaya, la facies arcillosa de la Fm. Playa Honda (Parker 1990) y las Arenas Basales (Iriondo 1983).

-*Deltaica*: Integrada por la Fm. Playa Honda de la que se excluye la facies arcillosa del Canal Punta Indio.

Unidad basal o subdelta: Constituye el sustrato arcilloso sobre el cual se desarrolla el delta y está relacionado con el desplazamiento de la franja de

máximo gradiente salino; se considera que forma la fase evolutiva 2 y 3 de Iriondo (1980) representada por limos arenosos y arcillas limosas verdes con fósiles marinos, de rasgos litológicos uniformes. Groeber (1949) la llamó Samborombonense, Iriondo (1983) arenas basales y facies de mezcla, y Parker (1990), la denominó Fm. Atalaya y se le agrega la Facies arcillosa de la Fm. Playa Honda para el Río de la Plata (Fig. 2). En el Pozo 30 subyacen a esta unidad arenas blancas con materia orgánica (Fig. 2A).

Esta unidad se relaciona con los ambientes de sedimentación propios de una interfase agua dulce-agua salada que ascendió hasta San Nicolás por el valle fluvial del Paraná durante los estadios finales de la transgresión holocena y ocupa hoy en su fase de progradación la línea imaginaria que une Punta

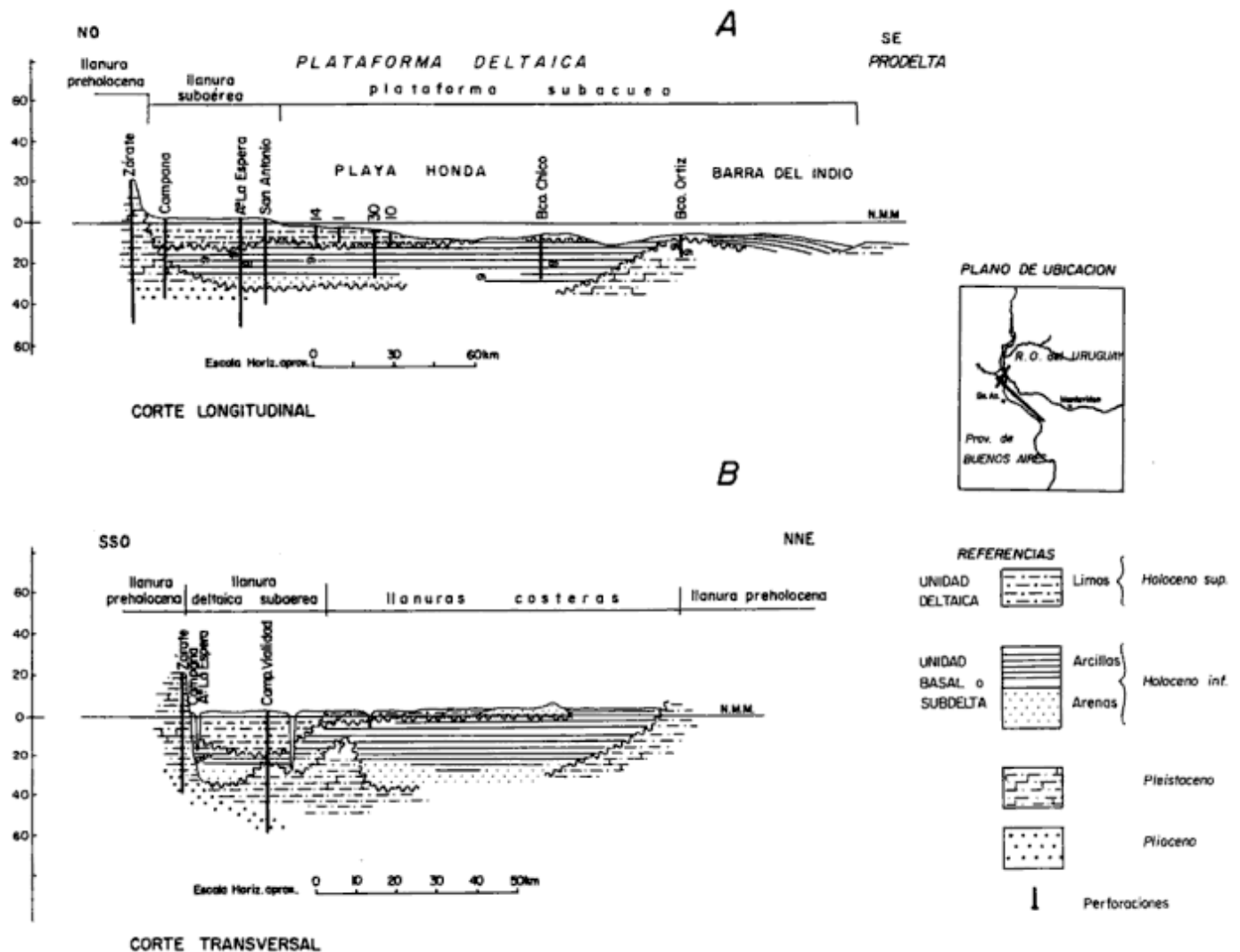


Figura 2: Cortes estratigráficos del Delta del Paraná. A: Longitudinal (Zarate-Río de la Plata Exterior). B: Transversal (Zarate hacia el NNE)

Piedras y Montevideo, constituyendo sus sedimentos una típica facies de progradación que da origen a la Barra del Indio, la que a su vez constituye el estado final o actual del proceso de sedimentación vinculado al máximo gradiente salino.

Unidad deltaica: Es de carácter progradante y es posible determinar en ella ambientes de sedimentación a través de sus respectivas facies sedimentarias.

Esta unidad se encuentra "embutida" en la anterior como consecuencia del reajuste geomorfológico producido por el descenso relativo del mar, ocurrido en los últimos 4000 a 6000 años.

En dirección longitudinal (noroeste-sudeste) y de adentro hacia afuera se aprecia a esta unidad conformando la plataforma deltaica hasta la isobata de 9 m, alcanzando su espesor un valor de 6 a 7 m.

Esta plataforma deltaica sumergida, cuya profundidad es de 6 a 7 m para el 34% del área del Río Medio y de 2 m para el 50% del Río Interior, sumamente desarrollada a diferencia de las conocidas en la bibliografía, conecta la llanura subaérea con el mar y separa los procesos de sedimentación en dos ambientes particulares: uno fluvial y otro marino, ambos con sus respectivas barras, Playa Honda y Barra del Indio. Entre ambas queda un sector en donde predomina la acción de corrientes de mareas generadoras de los Bancos Chico, Magdalena y Ortiz y de la erosión de los Bancos Gaviota y Cuirassier en las profundidades del Codillo (Cavallotto 1987).

El diámetro medio de los granos que componen los sedimentos de la plataforma gradan desde su boca hacia el interior entre 10 y 50 micrómetros.

Esta plataforma remata en la llanura subaérea (*top set*), desarrollada a través de la evolución de los diferentes elementos morfológicos en equilibrio con el medio actual, tales como albardones perimetrales centrales y fluviales, pajonales, arroyuelos interiores y bajíos con agua permanente, y de la instalación de las asociaciones florísticas que lo caracterizan (Latino Consult 1972).

Como ya se explicó, esta unidad morfoestratigráfica sólo comprende al Delta Inferior y la faja de bancos y meandros de Iriondo (1980).

Las perforaciones realizadas en el Delta revelan la existencia de sedimentos limosos "post-pampeanos" (Artaza 1940) y arcillas plásticas (Iriondo 1983) superpuestas a sedimentos con *Littoridina parchappii* (Groeber 1961) y fósiles marinos, con espesores que oscilan entre 10 y 15 m. Estos sedimentos que se correlacionan estratigráficamente con las arenas limosas y limos areno-arcillosos de Playa Honda y las arenas limosas de Banco Chico dan origen al litosoma progradante (aluvial) que acompañó el retroceso de la

interfase agua dulce-agua salada hasta la posición actual. En el perfil se puede observar la continuidad sedimentaria de los limos arcillosos por debajo de la llanura deltaica.

Discusión

El Delta del Paraná, tal como se definió tradicionalmente, permaneció restringido a su parte subaérea aunque hubo varios intentos de extenderlo hasta Playa Honda, bajo la denominación Delta Subfluvial (Sáenz Valiente 1901-1904, Roveretto 1911, Palese de Torres 1958, Groeber 1961 y Urien 1966).

Los argumentos geológicos expuestos en los capítulos anteriores prueban que la plataforma deltaica, conforme a las definiciones y ambientes que la caracterizan, se extiende hasta la Barra del Indio.

Tiene características muy particulares tal como su exagerada extensión subaérea en relación a la subaérea; los fenómenos de boca de efluente, contrariamente a lo que ocurre en los ríos que desembocan directamente en el mar, están aquí geográficamente separados; los procesos de boca de río de tipo homopical, chorro turbulento con fricción de fondo (Bates 1953), se producen en la barra interior (Playa Honda), mientras que los procesos de chorros planos sin fricción de fondo, acompañados por efecto de flotación y floculación, ocurren en la zona de contacto con el agua de mar, en donde la descarga de agua dulce se hace sobre un medio denso de tipo hipopical, dando así origen a la barra distal (Barra del Indio).

Se entiende que la separación de estos fenómenos que en otros deltas por lo general ocurren en forma casi conjunta o en una distancia relativa mucho menor, se debe fundamentalmente a las características de la geoforma que contiene al sistema fluvio-marino.

Estas características inducen a pensar que el Delta del Río Paraná, de cuya carga sólida depende éste último, debería ser considerado como un modelo de delta de estuario complejo, a diferencia de aquéllos en donde el río portador de sedimentos desemboca directamente en el mar.

Los sedimentos de la plataforma sumergida, igual que la subaérea, están en equilibrio dinámico con las aguas y por lo tanto los ambientes hidráulicos allí presentes dan origen a geoformas que constituyen unidades morfológicas funcionales.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Artaza, E., 1940. Saneamiento Urbano en la República Argentina. Provisión de agua y desagües urbanos. Primer Parte-Provisión de Agua-Cuaderno 5: 28-213. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas. Publicación Especial.
- Balay, M., 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. Publicación Servicio Hidrografía Naval, 621: 1-153.
- Bates, C., 1953. Rational Theory of Delta Formation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 37 (9): 2119-2162.
- Bonfils, C., 1962. Los Suelos del Delta del Paraná. Factores generadores, clasificación y uso. Revista de Investigación Agrícola-Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 16 (3).
- Buller, A.T., Green, C.D. y Mc Manus, J., 1975. Dynamics and sedimentation: The Tay in comparison with other Estuaries. En Hails y Carr (Eds.): Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation, Chapter 9, pp. 201-242. J. Wiley & Sons, London.
- C.A.R.P., 1989- Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata Informe de Avance. Capítulo 1: 1-72.
- Casal, P.S., 1957. Geografía de la República Argentina. Boletín Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 7 (2): 1-262.
- Cavallotto, J.L., 1987. Dispersión, transporte, erosión y acumulación de sedimentos en el Río de la Plata (Morfología y dinámica sedimentaria del Río de la Plata). Informe final de Beca Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires (inédito).
- Gilbert, G.K., 1885. The Topographical Features of Lake Shores. U.S. Geological Survey Annual Report: 69-123.
- Groeber, P., 1949. Estudio preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región al Sur de Bahía Blanca en Enero de 1947. Notas del Museo de La Plata. 14 (57): 238-266.
- Groeber, P., 1961. Contribución al conocimiento geológico del Delta del Río Paraná y alrededores. Comisión de Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, Anales, 2: 9-54.
- Incaronato, A., 1944. Sobre el moderno concepto geológico del Delta y su aplicación al Río de la Plata. Boletín de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 12: 3-5.
- Iriondo, M., 1980. Esquema Evolutivo del Delta del Paraná durante el Holoceno. Simposio sobre problemas geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense. Resúmenes: 73-88. Comisión Investigaciones Científicas Mar del Plata.
- Iriondo, M., 1983. Facies Sedimentarias del Subsuelo del Delta del Río Paraná. Simposio sobre oscilaciones del nivel del mar durante el último Hemiciclo Deglaciar en la Argentina. Programa Internacional de Correlación Geológica. IUGS-UNESCO, Actas: 91-100. Mar del Plata.
- Kennet, J. 1982. Marine Geology. Prentice-Hall. Inc. 813 p.
- Latino Consult, 1972. Estudio Integral para el Desarrollo del Delta del Paraná Bonaerense. III. Provincia de Buenos Aires, Ministerio de Economía de la Nación. 342 p. Buenos Aires.
- Ottman, F., 1967. Introducción a la Geología Litoral y Marina EUDEBA 187 p. Buenos Aires.
- Palese de Torres, A., 1958. La Argentina Suma de Geografía. Tomo II, cap. II. Ed. Peuser. 458 p. Buenos Aires.
- Parker, G., 1990. El Subsuelo del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 93-204.
- Parker, G. y Marcolini, S., 1989. Transporte de sedimentos en el Río de la Plata. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 20 (1/4): 43-52.
- Parker, G., Cavallotto, J.L., Marcolini, S. y Violante, R., 1986. Los registros ecoicos en la diferenciación de los sedimentos subacuáticos actuales (Río de la Plata). Primera Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes expandidos: 42-44.
- Pritchard, D.W., 1955. Estuarine circulation patterns. Proceedings, American Society Civil Engineers, 81: 717/1-717/11.
- Rovereto, G., 1911. Studi di Geomorfologia Argentina. II-II Río de la Plata. Bolletino della Società Geologica Italiana, 30: 313-350.
- Sáenz Valiente, J.P., 1901-1904. Memoria de los trabajos hidrográficos en el Río de la Plata. Servicio Hidrografía Naval. Archivo Técnico. Letra A., Nº 1, Orden 1.
- Urien, C.M., 1966. Distribución de los sedimentos en el Río de la Plata Superior. Boletín Servicio Hidrografía Naval. 3 (3): 197-203.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. Geological Society of America Bulletin. 88: 857-868.
- Wright, L.D., 1978. River Deltas. En: J. Davis Jr. (Ed.): Coastal Sedimentary Environments. Chapter 1, pp. 5-68 Springer-Verlag.

Recibido: 21 de mayo, 1989.

Aceptado: 10 de setiembre, 1992.

Doctor Alejandro Aníbal Palma
1921-1992



Los que tuvimos ocasión de compartir a fines de abril de 1992 su valiosa colaboración profesional, con motivo de las Jornadas realizadas sobre el Puente del Inca, lejos estuvimos de imaginar que pocos días después un fatídico destino lo alejaría para siempre. Sabíamos que una artera dolencia lo aquejaba, pero nada permitía vislumbrar tan rápido desenlace, acaecido el 22 de mayo de 1992.

Había nacido el 28 de junio de 1921 en la Provincia de Buenos Aires, en la que cursara sus estudios primarios y secundarios, egresando como Bachiller del Colegio Nacional de Pehuajó en 1939.

Posteriormente cursó en el Instituto del Museo de La Plata la carrera del Doctorado en Ciencias Naturales, habiéndose graduado como Geólogo en 1944, y a los dos años recibió el título doctoral luego de la exposición de su trabajo de tesis intitulado "Estudio Geológico del Cerro del Sauce y sus alrededores, al este del río Catan-lil, en el sur de la Gobernación del Neuquén", en el año 1946, bajo la tutela y dirección del egregio Doctor Joaquín Frenguelli.

Su desempeño profesional se inició en noviembre del año 1946, prácticamente recién graduado, en la Administración Nacional del Agua, entidad del Estado de corta vida útil y de la cual fue adscripto a la Comisión Investigadora del Dique del Cadillal, dependiente de la Presidencia de la Nación, creada con motivo de los innumerables problemas que planteara las cimentaciones de dicha presa. En esta tarea colaboró bajo la dirección del Dr. Osvaldo I. Bracaccini, naciendo a consecuencia de ello una entrañable y perdurable relación entre ambos. Los enjundiosos estudios que realizara dicha Comisión paralizaron los trabajos en ejecución, y obligaron a abandonar lo construido a consecuencia de los problemas geotécnicos y estructurales que planteara el enclave de dicha presa, habiendo adquirido una invalorable experiencia durante el curso de los trabajos precitados.

Una vez terminadas las tareas señaladas y ya creada Agua y Energía Eléctrica, pasó a depender de la misma en el año 1948, actuando en forma exclusiva y continua hasta acogerse a los beneficios de su jubilación en 1983.

En el transcurso de los 35 años en que se desempeñó como Geólogo de dicha Empresa, participó prácticamente en la evaluación geológica de casi todos los proyectos realizados por la misma centralizando los últimos veinte años su labor en la zona Cuyo, en donde efectuó una proficua actividad en los estudios geológicos para los proyectos de diversos aprovechamientos hidroeléctricos, tanto en la Provincia de Mendoza como en la de San Juan, interviniendo asimismo en la resolución de los aspectos geológicos de las diversas obras encaradas por ambas provincias.

En la Provincia de San Juan, en año 1948, intervino en el controvertido y nunca realizado Proyecto de Embalse, en Punta Negra-Sierra Alta Zonda- sobre el río San Juan en el cual le cupo iniciar tareas geológicas al autor de estas líneas, razón por la que durante un año en que duraron los estudios tuvo la oportunidad de mantener estrecha convivencia profesional, de la cual nació una imperecedera amistad que permitió aquilatar sus valiosas cualidades como colega y amigo.

Fue así que se tuvo ocasión de valorar las enseñanzas y experiencias transmitidas con un leal desinterés y, a la vez, apreciar su natural simpatía irradiable a cuantos le acompañaran.

Integrado el Dr. Carlos Böhm al plantel de geólogos de Agua y Energía Eléctrica en 1942 se convirtió prácticamente en su más estrecho colaborador, trabajando en forma conjunta en todos los estudios en que aquél interviniera, como ser en el ya mencionado Proyecto en Punta Negra; en el del Kilómetro 47 del Río San Juan y en la revisión de los proyectos previstos en Las Juntas. Además, también, intervinieron conjuntamente en los estudios para la Presa de Casa de Piedra sobre el río Colorado y en el compensador de Valle Grande sobre el río Atuel en Mendoza.

A posteriori, realizó estudios geológicos en el río Los Patos tanto en el Horcajo como en el Alto Valle y también tuvo activa participación en los proyectos del Tambolar y de Los Caracoles sobre el río San Juan, estos dos últimos hoy en plena actualidad.

Su carrera en Agua y Energía Eléctrica le permitió alcanzar el cargo de Jefe de la División Geología, dependiente del Departamento Geotécnico en el año 1949. Luego fue trasladado a la Zona Cuyo, en la que alcanzó primero la Jefatura del área de Estudios Básicos en 1974, siendo luego designado Jefe de Geotecnia de la Jefatura de Estudios y Proyectos (Zona Cuyo) en 1982.

Alcanzó el cargo de Asesor Ejecutivo del Gerente de Estudios y Proyectos en 1975.

Puede decirse sin lugar a equívocos que fue uno de los que más contribuyó a la formación de la segunda generación de geólogos de Agua y Energía Eléctrica; es decir, de todos aquéllos que ese iniciaron entre fines de la década de 1960 a 1975 que son hoy los que se encuentran al frente e integrando el Departamento Geotécnico de la Empresa y de las diversas Delegaciones Regionales establecidas en el interior, hoy en curso de desaparecer.

Se inició en la docencia en el Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán, en donde actuó como Profesor Interino del Seminario de Geología durante los años 1956 y 1957.

Posteriormente reanudó su actividad docente a partir del año 1969 en la Facultad de Ciencias Aplicadas a la Industria, en San Rafael, actuando como Jefe de Trabajos Prácticos de Geología Aplicada.

A la luz de su experiencia en la actividad, ejerció en la Facultad de Ingeniería, Mineralogía y Geología, dependiente de la Universidad Nacional de Cuyo, primero, como Profesor Adjunto Interino, entre los años 1979 a 1982, para finalmente terminar su carrera docente como Profesor Titular Extraordinario de Geología Aplicada.

Una vez finalizada su actuación en Agua y Energía pasó a desempeñarse como Geólogo Consultor, centrando su intervención en diversos proyectos de las firmas Tecnoproyectos S.A. y ESIN Consultora S.A.

Su actividad como Consultor independiente resultó proficua habiendo formado parte, como socio funda-

dor, de Soingeo Argentina S.R.L., participando en carácter de tal en innumerables estudios de fundaciones de diversas obras civiles.

Merece señalarse que dado el carácter de los estudios realizados la mayor parte de los mismos permanece inédita, alcanzando casi un centenar los informes llevados a cabo. Los trabajos publicados superan la decena, figurando en diversas revistas y Actas de congresos diversos, algunos de los cuales son de carácter personal y en otros figura como co-autor. El último que no alcanzó a ver publicado fue Aprovechamientos Hidráulicos, en el Relatorio de la Provincia de San Juan, en colaboración con B. Zakalik y el suscripto.

A la luz de lo expuesto, se puede decir que fue un excelente profesional de primera línea en el campo de la geología aplicada a la ingeniería y, a la vez, un desinteresado colega, un camarada inestimable, un leal amigo y un optimista contagioso que obliga a su permanente recuerdo.

Por todo ello puede considerarse que en su vida fue un triunfador, dejando como herencia invaluable a dos de sus hijos que siguieron sus pasos y que hoy son jóvenes profesionales de la geología que tendrán la obligación imperecedera mediante su quehacer cotidiano de mantener vivo su espíritu y, a la vez, continuar su obra, de forma que se siga proyectando en su muerte una vida plena en el recuerdo de sus pares y amigos.

Horacio Victor Rimoldi

Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América

Mérida, Extremadura, España, 8-12 de mayo de 1992

La primer conferencia internacional sobre la temática del "Paleozoico Inferior de Ibero-América" fue realizada en Mérida, Extremadura (España), entre el 8 y el 12 de mayo de 1992. Promovida por los Proyectos N° 249, 270, 271 y 277 del Programa Internacional de Correlación Geológica (IUGS-UNESCO), fue organizada por el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (España), la Universidad de Extremadura y la Junta de Extremadura, con el patrocinio de numerosas instituciones oficiales y privadas. Asistieron a la Conferencia 250 especialistas en distintos campos de la geología y la paleontología de más de 20 países, que tuvieron la oportunidad de admirar las espléndidas ruinas romanas de Mérida, fundada como Emerita Augusta en el 27 AC.

Los principales objetivos de este importante evento incluyeron la presentación y discusión de los avances en el conocimiento de las relaciones perigondwánicas en Ibero-América a lo largo del Cámbrico, Ordovícico y Silúrico. La interacción entre los participantes fue facilitada por una cuidadosa organización de las sesiones científicas y especialmente por las excursiones geológicas pre y post congreso. Los temas fundamentales de la Conferencia fueron Estratigrafía y Paleontología, Petrología y Geoquímica y Geodinámica y Paleogeografía de Gondwana expuestos en sesiones orales y una sesión de poster, más una Mesa Redonda Internacional sobre Recursos Naturales Perigondwánicos.

Uno de los logros mayores del evento fue la edición del libro *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, J. C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.), Universidad de Extremadura, 630 pp., 1992, "que aporta una visión sintética y actualizada del estado del conocimiento de los materiales del Paleozoico Inferior en diversas regiones de América y el SO europeo, que en el pasado estuvieron vinculadas a través del margen de Gondwana." Dividido en tres grandes secciones, en la primera se agrupan las contribuciones generales de dimensión multinacional. La segunda y tercera agrupan respectivamente las contribuciones regionales latinoamericanas reunidas por países o grupos de países y los aportes sobre el Paleozoico inferior de la Península Ibérica. Aunque incompleto en la temática y regionalmente, qué libro no lo es en alguna medida, este volumen de cuidada edición tiene el gran valor de ser el primero en su tipo de tratar en forma conjunta y desde enfoques interdisciplinarios la temática del Paleozoico Inferior de Iberoamérica. Los autores de los distintos capítulos pusieron los resultados en 26 conferencias invi-

tadas distribuidas a lo largo del evento, lo cual facilitó a los participantes el acceso a una visión global sobre las diferentes problemáticas regionales. En ese sentido, las excelentemente organizadas excursiones pre-Conferencia (n°1: El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: de la subducción/colisión cadomiense a la transpresión hercínica) y post-Conferencia: (n°2: El Complejo Plutónico Táliga-Barcarrota; n°3: El Batolito Paleozoico de Extremadura Central; n°4: Los Materiales Cámbricos de la Unidad Alconera; n°5: Ordovícico y Silúrico de Extremadura y n°6: Hierros Oolíticos de la zona de Ossa Morena) dieron a los participantes no-europeos un panorama de los problemas del Paleozoico de la península y oportunidad de efectuar útiles comparaciones.

Resulta importante destacar que la delegación latinoamericana más numerosa fue la de Argentina (11 asistentes activos), con especialistas de diversas instituciones: Universidad de Córdoba, Universidad de Jujuy, Universidad de La Plata, Universidad de San Juan y Universidad de Tucumán. Esto pone de manifiesto el interés que despierta el tema en la geología Argentina, cuyas secuencias basamentales más extensas e importantes recursos económicos son de edad eopaleozoica.

Carlos W. Rapela

Líder Proyecto PICG 249:

"Magmatismo Andino y su Marco Tectónico"

Proyecto Pangea del Programa de Geología Sedimentaria Global. Constitución del Grupo Argentino

El Programa de Geología Sedimentaria Global de la IUGS ha establecido su segundo proyecto de investigación, dedicado a estudios globales sobre PANGEA (Paleozoico tardío-Mesozoico temprano). Los objetivos principales de este proyecto son encontrar los datos necesarios para calibrar el registro sedimentario en términos de procesos de primer orden tanto intrínsecos (tectónica de placas, mecanismos de unión y dispersión continentales) como extrínsecos (cambios climáticos globales de distinto orden, actividad glacial, desertificación, etc.). También presta atención a la influencia de los mencionados procesos sobre la generación de recursos geológicos, tales como rocas generadoras y reservorio de hidrocarburos, carbón, evaporitas y depósitos de fosfatos.

Entre los días 23 y 27 de mayo de 1992 se desarrolló en Lawrence (Kansas, Estados Unidos de Norteamérica) un taller internacional destinado al Proyecto PANGEA, bajo la coordinación de los Dres. G. de

Vries Klein y B. Beauchamp. Esta reunión contó con la presencia de 80 especialistas. Una de las principales conclusiones fue la conformación de cinco grupos de trabajo y la designación de sus coordinadores:

Grupo 1. Paleogeografía, tectónica de placas y paleoclimatología. Los objetivos esenciales son: 1: Construir y/o refinar modelos de tectónica de placas, paleogeografía y paleoclimatología en el intervalo Carbonífero tardío-Jurásico temprano. 2: Obtención de datos paleoclimáticos para efectuar modelados y simulaciones. *Coordinadores:* C. Scotese y J. Parrish.

Grupo 2. Sincronismo global del registro sedimentario. Objetivos: Determinación de las principales discontinuidades de escala global y de los intervalos de tiempo entre las distintas discontinuidades. Reconocimiento de ciclos de bajo orden (5-10 m.a.) y de alto orden (0,1 m.a.). Construcción y/o corrección de las curvas de variación del nivel del mar. Origen de las discontinuidades globales. Facies y ambientes depositacionales de los intervalos en distintas regiones. *Coordinadores:* B. Beauchamp y P. Scholle.

Grupo 3. Definición cronoestratigráfica del sincronismo estratigráfico global. Objetivos: Análisis de la escala cronoestratigráfica de PANGAEA y soporte cronológico para los demás grupos de trabajo. Herramientas apropiadas para las correlaciones de escala global: extinciones, correlación bioestratigráfica, magnetoestratigrafía, geocronología, etc.). *Coordinadores:* C. Ross y A. Baud.

Grupo 4. Recursos geológicos. Objetivos: Cambios en el nivel del mar inducidos por glaciación y su impacto en rocas madres y reservorios de hidrocarburos. Carbones euamericanos y gondwánicos. Rol de la paleoclimatología y paleogeografía en la generación de depósitos evaporíticos y de fosfatos. *Coordinadores:* B. Chubasov, O. López Gamundi y W. Watney.

Grupo 5. Síntesis. Objetivos: Creación de un banco de datos para simulaciones por computación (paleogeográficas, paleoclimáticas). Patrones para cuantificación de los datos geológicos. Integración de los modelos con las observaciones geológicas. Consecuencias aplicables al super-continente precámbrico. Contraste entre los procesos del PANGAEA y los Cretácico y Genozoico (de máxima dispersión continental). *Coordinación:* G. de Vries Klein.

En lo que hace a la actividad en la República Argentina, el Comité Argentino para el Programa de Geología Sedimentaria Global fue originariamente uno de los promotores para la concreción del Proyecto PANGAEA. A fines de 1991 decidió organizar una reunión científica para nuclear a los investigadores interesados en PANGAEA, la que se concretó en la Facultad de Ciencias Exactas de la UBA el pasado 25 de junio, bajo la coordinación de quienes suscribimos y la organización de A. Caselli y R. Gutiérrez. En esa oportunidad se presentaron 13 comunicaciones científicas y se contó con la asistencia de 40 investigadores y alumnos.

Como conclusión de la reunión, quedó constituido el Grupo Argentino para el Proyecto Pangea, con el siguiente Comité Organizador: Carlos O. Limarino, Juan P. Milana, R. Melchor y Haroldo Vizán. Las actividades principales del Grupo Argentino serán producir un sustento científico regional (sudamericano) al desenvolvimiento de los cinco grupos de trabajo del proyecto PANGAEA, a través de:

1) la elaboración de un directorio de científicos sudamericanos interesados en la temática de PANGAEA, y

2) la realización de un simposio internacional a celebrarse durante el XXI Congreso Geológico Argentino y II de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, octubre de 1992).

Los interesados en participar del Proyecto PANGAEA pueden comunicarse con Carlos O. Limarino: Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires. Tel. 54-1-781-8213, Fax 54-1-781-1253.

Los que deseen conectarse con los responsables internacionales del Proyecto PANGAEA pueden hacerlo con Dr. George de Vries Klein, Department of Geology, University of Illinois, 245 Natural History Building, 1301 West Green Street, Urbana, IL 61801-2999, USA. Tel. 001-217-333-2076, Fax: 001-217-244-4996.

Luis A. Spalletti y Carlos O. Limarino
Comité Argentino para el Programa de
Geología Sedimentaria Global

Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Editado por R. S. Harmon y C. W. Rapela, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 265, 1991, 309 páginas. Precio US\$ 62, incluyendo los gastos de envío.

Los trabajos que contiene esta publicación son los presentados durante 1988 a dos simposios organizados por la International Correlation Programme (IGCP) Project 249 "Andean Magmatism and its Tectonic Setting" que tuvieron lugar en Denver, Colorado (noviembre de 1988) y Belem, Brasil (noviembre de 1988) junto con el Séptimo Congreso Geológico Latinoamericano. Si bien este volumen apareció tres años después de la citada conferencia, las referencias de los trabajos incluyen citas publicadas hasta 1991, indicando una actualización que cubre este período.

La Cordillera de los Andes que bordea en su totalidad a Sudamérica, representa uno de los mayores ejemplos de la Tierra donde subduce litosfera oceánica por debajo de un continente. El resultado es el desarrollo en el espacio y en el tiempo de un imponente y continuo arco magmático asociado a una compleja tectónica. La interrelación entre ambos procesos es de sumo interés para comprender la evolución de la Cordillera de los Andes. Debido a que ambos temas son tratados en sus artículos, el presente volumen será bien aprovechado no sólo por los especialistas en el tema sino también por los graduados y por los estudiantes cuyos intereses estén relacionados al análisis de los procesos orogénicos y de la evolución magmática.

Este volumen consta de 20 trabajos distribuidos de la siguiente manera: 4 de ellos se ocupan de la evolución magmática y tectónica pre-andina, otros 4 están referidos a los tiempos inmediatamente anteriores al desarrollo andino; los 12 restantes se ocupan de la cadena andina, 10 de los cuales se refieren al volcanismo Neógeno. Es de lamentar que las asociaciones plutónicas, tan comunes en los Andes, hayan sido tratadas en un solo artículo.

Los trabajos referidos a los períodos previos al desarrollo de los Andes revelan que el sustrato andino está constituido por asociaciones magmáticas continentales asociadas a distensión, como la del complejo ígneo sedimentario del Cordón de Lila (Ordovícico) (Damm *et al.*, págs. 179-187) o propias de arcos magmáticos, como son los afloramientos de corteza profunda en Fiambalá (Grissom *et al.*, págs. 189-200) o como los complejos ígneos permo-triásicos de la Cordillera de la Costa de Chile en Chañaral (Brown, págs. 157-177). El 4º trabajo está referido a la evolución magmática del norte de la Patagonia (Cingolani *et al.*, págs. 29-44), admitiendo una evolución conti-

nua del magmatismo entre el Carbonífero y el Terciario, no encontrando los autores evidencias para sustentar la aloctonía de la Patagonia.

Los trabajos referidos al momento previo al desarrollo de la cadena andina (Triásico-Jurásico inferior), tanto para los Andes Centrales (Ramos y Kay, págs. 79-91; Parada *et al.* págs. 99-112) como para los Andes Australes (Hanson y Wilson, págs. 13-27) coinciden en establecer un período generalizado de distensión como consecuencia del desmembramiento del continente de Gondwana. En cambio, el volcanismo bimodal de la Formación Pichidanguí es explicado por Vergara *et al.* (págs. 93-98) como correspondiente a un arco magmático desarrollado sobre corteza "quasioceánica", admitiendo la posibilidad que se encuentre en un terreno alóctono.

Muy ilustrativa resulta la síntesis realizada sobre el Batolito de Patagonia sur (Bruce *et al.*, págs. 1-12), concluyendo que su localización no varió durante los 150 m.a. que duró su evolución y no fue afectado por la tectónica superficial del antepaís, infiriendo un desacople mecánico entre corteza superficial y media.

Pero es el volcanismo Neógeno de los Andes Centrales y Australes el que ocupa la mayor cantidad de páginas de este volumen. La variación del ángulo de inclinación de la loza subductada con el tiempo es discutida por Kay *et al.* (págs. 113-137) quienes proponen que la disminución del ángulo de subducción fue acompañada por engrosamiento cortical, lo cual influye en la composición de las rocas, transfiriéndoles un ingrediente cortical. En el NO Argentino las lavas shoshoníticas son descritas por Deruelle (págs. 201-216), asignándoles un origen profundo en el manto, con asimilación en los niveles profundos de la corteza, y contaminación en los niveles más superficiales. Estos mecanismos combinados para explicar la petrogénesis de las volcanitas de los Andes Centrales son también propuestos para las series calcoalcalinas (Davidson *et al.*, págs. 233-243) quienes favorecen la idea de un origen del magma en el manto con posterior diferenciación y asimilación en la base de la corteza.

Las relaciones entre magmatismo y tectónica en el sur del Perú son discutidas por Sebrier y Soler (págs. 259-278), quienes concluyen que a pesar de los diferentes estados de stress en los Andes como resultado de las diferentes velocidades de convergencia entre la placa Sudamericana y la de Nazca el magmatismo calcoalcalino no cambia, mientras que por el contrario el magmatismo alcalino de retroarco aparece solamente cuando las tasas de convergencia son las más elevadas. El volcanismo de los Andes Occidentales de Bolivia es resumido por Avila-Salinas (págs. 245-257). Constituye un arco magmático que se incli-

na a los 23 Ma y está integrado por una asociación calcoalcalina (andesitas, dacitas y riolitas) de alto potasio.

Resulta muy interesante el análisis de Silva (págs. 217-232) sobre la relación entre zonación de ignimbritas y cámaras magmáticas en el ámbito de la Puna de Atacama. De acuerdo con este autor son las cámaras más pequeñas las que dan origen a una zonación más marcada en los depósitos ignimbríticos, debido a que el fraccionamiento convectivo es más eficiente que en las cámaras más pequeñas.

Los estudios paleomagnéticos de Oviedo *et al.* (págs. 291-299) de rocas del Cretácico temprano y tardío permiten concluir a estos autores que el cambio de rumbo de los Andes entre los 18° y 19° S no es post-orogénico, como había sido postulado con anterioridad. El trabajo comparativo entre los Andes y los Alpes realizado por Götze *et al.* (págs. 279-290) resulta muy interesante y permite obtener importantes conclusiones sobre el estado de compensación isostático en ambas cadenas resaltando las diferencias entre subducción con y sin colisión. Dichos autores concluyen que en los Andes el balance isostático ha sido más poderoso y efectivo que en los Alpes, probablemente debido a una astenósfera relativamente más caliente y una corteza inferior con comportamiento eminentemente dúctil. Según estos autores el balance quasi isostático logrado en una región con tan alta topografía, como al de los Andes Centrales, puede ser explicado por un estado de stress compresional causado por la subducción.

La presente obra no agota el tema de la cadena Andina, que por otro lado es tan extenso que difícilmente pueda ser resumido en un solo tomo. El volcanismo Neógeno de los Andes Centrales y Australes está tratado exhaustivamente, pero no se han incluido trabajos al norte de los 12° S, donde la actividad magmática también está plenamente desarrollada. Tampoco hay trabajos referidos al magmatismo Cretácico y Paleógeno, el cual constituye el núcleo del edificio andino. Una comparación de este magmatismo con el del Neógeno arrojaría conclusiones muy importantes que permitirían una mejor comprensión de la evolución de los Andes. Pero claro está, para tratar todos estos temas no se necesita uno, sino varios volúmenes.

La presentación de la obra es magnífica. La lectura es agradable por las numerosas ilustraciones, excelentemente bien diagramadas y por la abundancia de tablas que contienen una invaluable información. Es meritorio la inclusión de todos los análisis químicos, indispensables para los estudios comparativos. Algunos errores de imprenta, incluyendo repetición de párrafos (Págs. 285) no empañan esta impecable edición.

Eduardo Jorge Llambías
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas
y Técnicas, Universidad Nacional de La Plata.

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
San Luis 3122, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 31 de marzo de 1993
en el 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, 1° piso 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada seis páginas de manuscrito.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Lanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 (=Acta Geológica Lilloana, 5): 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

Se entregarán sin cargo 25 separados de cada artículo publicado. Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

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

Autores

Por lo menos uno de los autores de cada artículo publicado deberá ser Socio de la Asociación Geológica Argentina.

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 47, Nº 2

CONTENIDO

Chelotti, L.A. Rasgos tectónicos del área del medio y bajo río Coyle, Cuenca Austral. <i>Tectonic features of the middle and lower valleys of Río Coyle, Austral Basin.</i>	129
Gelós, E.M., Schillizzi, R.A. y Spagnuolo, J.O. El Cenozoico de la costa norte del Golfo San Matías, Río Negro. <i>Cenozoic deposits of the northern coast of Golfo San Matías, Río Negro.</i>	135
Gelós, E.M. y Spagnuolo, J.O. Relación área de aporte-ambiente tectónico de las psamitas de la plataforma continental argentina entre los 39° y 43° de latitud sur y el Golfo San Matías. <i>Source area and tectonic setting relationships of psamites from the Argentine continental shelf between 39° and 43° S and the Golfo San Matías.</i>	141
Beltramone, C. y Meister, C.M. Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos. Tramo Comodoro Rivadavia-Trelew. <i>Palaeocurrents of the Rodados Patagónicos between Comodoro Rivadavia and Trelew.</i>	147
Mutti, D.I. El complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. <i>The gabbro-peridotite complex of Bosque Alegre, Córdoba Province.</i>	153
Mutti, D.I. Metamorfismo de contacto y metasomatismo asociado a la lherzolita Loma Negra, Alta Gracia, Córdoba. <i>Contact metamorphism and metasomatism associated with the Loma Negra lherzolite, Alta Gracia, Córdoba.</i>	169
Rossello, E.A. y Massabie, A.C. Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. <i>Tectonic characterization of the mesoscopic kinking from the Sierras Australes of Buenos Aires.</i>	179
Alonso, R.N. Estratigrafía del Cenozoico de la Cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. <i>Cenozoic stratigraphy of the Pastos Grandes basin (Puna of Salta) with emphasis in the Sijes Formation and its borates.</i>	189
Violante, R.A. Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, provincia de Buenos Aires. <i>Holocene littoral barrier sedimentary environments in the coastal plain south of Villa Gesell, Buenos Aires Province.</i>	201
Violante, R.A. y Parker, G. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires). <i>Stratigraphy and evolution of middle to upper Pleistocene-Holocene in the coastal plain of Faro Querandí (Buenos Aires Province).</i>	215
Kostadinoff, J. Estudio geofísico de la Península de Valdés y los golfos nordpatagónicos. <i>Geophysical study of the Valdés Peninsula and northpatagonian gulfs.</i>	229
Gómez, S.E. Prospección fitoquímica por Pb y Cu en la Sierra de Narvéez, Provincia de Tucumán. <i>Phytogeochemical analysis for Pb and Cu in Sierra de Narvéez, Tucumán Province.</i>	237
Parker, G. y Marcolini, S. Geomorfología del Delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata. <i>Geomorphology of the Paraná Delta and in extension into Río de la Plata.</i>	243
Nota Necrológica: Dr. Alejandro Anfbal Palma, 1921-1992.	251
Comentarios de actualidad	253
Comentario bibliográfico	255

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:**

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina