

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XLIII - N°3
Julio-Setiembre
Buenos Aires 1988

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

COMISION DIRECTIVA

(1987-1989)

Presidente:	Dr. Héctor A. Leanza	Vocales Suplentes
Vicepresidente:	Dr. Miguel A. Uliana	Lic. Roberto R. Kokot
Secretario:	Dr. Ricardo Varela	Dr. Sergio Matheos
Tesorero:	Lic. Luis A. Fauque	Lic. Ana María Sato
Vocales:		
Dr. Jorge O. Codignotto		Director de la Revista: Dr. Francisco E. Nullo
Lic. Adelma Bayarsky		
Lic. Luis Grieco		Coordinador de Publicaciones: Jorge O. Codignotto

COMITE EDITORIAL

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

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1878, Bo. Güemes, 4700 Catamarca.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CC 217, 3400 Corrientes.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Saavedra 546, 9000 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, FCEF y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 S. S. de Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Sergio D. Matheos, Centro de Investigaciones Geológicas, Fac. Cs. Nat. y Museo de La Plata, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: José L. Cionchi, C. C. 722, Correo Central 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, Dirección de Fabricaciones Militares, CC 180, 5500 Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. César Eduardo Gazzera, Santa Fe 795, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 478, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa N° 259, Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.
Puerto Madryn: Lic. Alejandro Demichelis, CENPAT, 28 de Julio 281, 9120 Puerto Madryn.
Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Univ. Ruta 8 - km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, CC 248, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Dirección Provincial de San Julián Álvarez Rojo, R. Negro.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 492, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Juan: Lic. Silvio H. Peralta, Fac. Cs. Nat., Edificio Malvinas Argentinas, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, 5400 Rivadavia, San Juan.
San Luis: Nilda E. Urbina, Las Heras 1170, Escuela de Geología y Minería, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Lic. Josefina Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Geol. Oscar Di Persia, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Viedma: Lic. Marcelo Dalponte, Sarmiento 531, 8500 Viedma.
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia.
Zapala: Lic. Marta Franchini, C.C. 101, Coronel Vidal 72, 8340 Zapala.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134, 1001 Buenos Aires.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, 25 de Mayo 145, 5º p., 1002 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan. P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8350 (1428).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.), Lic. Luis Humberto Ferpozzi, Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 85 (1526).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.: Lic. Silvia Lagorio y Lic. Gabriela Massafiero, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidráulicas: Lic. Graciela S. Felici, CC 23, 1802 Ezeiza.
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Lic. Luis Moscatelli, Cabañas y Reseros, 1712 Castelar.
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz entre Alvarillos y Constituyentes, CC 175, 1650 Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Claudia Armella, Sección Invertebrados, Angel Gallardo 470 (1405).
Secretaría de Minería: Lic. Norma Pezzutti, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1035).
Laboratorio Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Flora Rey Cabaleiro, Av. Crisólogo Larralde, km 23500, 1188 Florencio Varela.

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Secao de Bioestratigrafía. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20008, Río de Janeiro.
Dr. I. de Madelos Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Róster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 Sao Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Ecuador: Nelson Jimenez Orellana - CEPE Km 6 1/2, Vía de la Costa - Guayaquil - Ecuador.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morínigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

ESTRATIGRAFIA, MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE LA FORMACION CERRO NEGRO EN LA ZONA DE VILLA CACIQUE, PARTIDOS DE JUAREZ Y NECOCHEA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Silvana R. A. Bertolino

RESUMEN

Al sur de la localidad de Barker (Cantera Loma Negra) afloran las pelitas "gris oliva", correlacionadas a la Formación Cerro Negro (de Olavarría). La columna estratigráfica de la zona incluye miembros de la Formación Sierras Bayas, sobre ésta y en discordancia, la Formación Cerro Negro (ambas del Precámbrico superior) y, finalmente, la Formación Balcarce (del Cambro-Ordovícico); el contacto entre las dos últimas no está expuesto.

Al igual que las pelitas de Olavarría, las "gris oliva" de Villa Cacique, son illito-cloríticas con un interestratificado irregular de clorita-montmorillonita, y según los índices IK de cristalinidad de la illita, se encuentran en el límite entre diagénesis y anquimetamorfismo (el índice CR también las ubica en el anquimetamorfismo). El análisis de agrupamiento ("Cluster analysis") aplicado a los elementos químicos mayoritarios y los traza, remarca la similitud entre ambas pelitas separándolas de la Formación Balcarce, más moderna.

Se sugiere la posibilidad de que parte del nivel "gris oliva" (\cong 10 m en contacto con las cuarcitas con icnogéneros) pertenezca a la Formación Balcarce, tanto por su posición estratigráfica como por su mineralogía, contenido de elementos traza y otras características semejantes a las pelitas del miembro superior de esa formación.

ABSTRACT

The "olive gray" shales outcrop at the South of Barker (Cantera Loma Negra). They are correlated with the Cerro Negro Formation (from Olavarría). In this area the stratigraphic column includes members of Sierras Bayas Formation, overlying these and unconformably the Cerro Negro Formation is present (both of Upper Precambrian age), and finally, with no exposed contact, the Balcarce Formation (Cambrian-Ordovician).

Like Olavarría's shales, Villa Cacique's "olive gray" ones are illitic-chloritic with irregular chlorite-montmorillonite mixed-layer, they are located in the diagenesis-anquimetamorphism boundary as is revealed by the illite crystallinity Kubler index (IK), and in anquimetamorphism by the CR index. Cluster analysis of major chemical components and trace elements content remarks the similarities between both shales. Further, this discriminates them from the Balcarce Formation.

It is suggested that the last part of "olive gray" shales (\cong 10 m in contact with trace fossils-bearing quartzites) could be a part of the Balcarce Formation; not only by their stratigraphic position, but also by their mineralogy, trace elements content and other features similar to the Upper bed of that formation.

INTRODUCCION

Al sur de la localidad de Barker (Cantera Loma Negra, figura 1) afloran las denominadas pelitas "gris oliva" descritas por primera vez por Zalba (1981). Estudios preliminares realizados en las mismas evidenciaron notables similitudes estratigráficas, mineralógicas y químicas con la Formación Cerro Negro, como lo señaló Zalba (*op. cit.*),

mientras que dataciones con K-Ar y el hallazgo de microfósiles permitieron a Cingolani y Rauscher (1985) asignarles una edad precámbrica superior (Vendiano).

El propósito de este trabajo es correlacionar las pelitas "gris oliva" con las de la Formación Cerro Negro (descrita y estudiada en la zona de Olavarría), en base a nuevas evidencias estratigráficas, mineralógicas, físico-químicas y geoquímicas aquí presentadas, ampliando la extensión regional de

This One



4WUE-1WA-XNY7

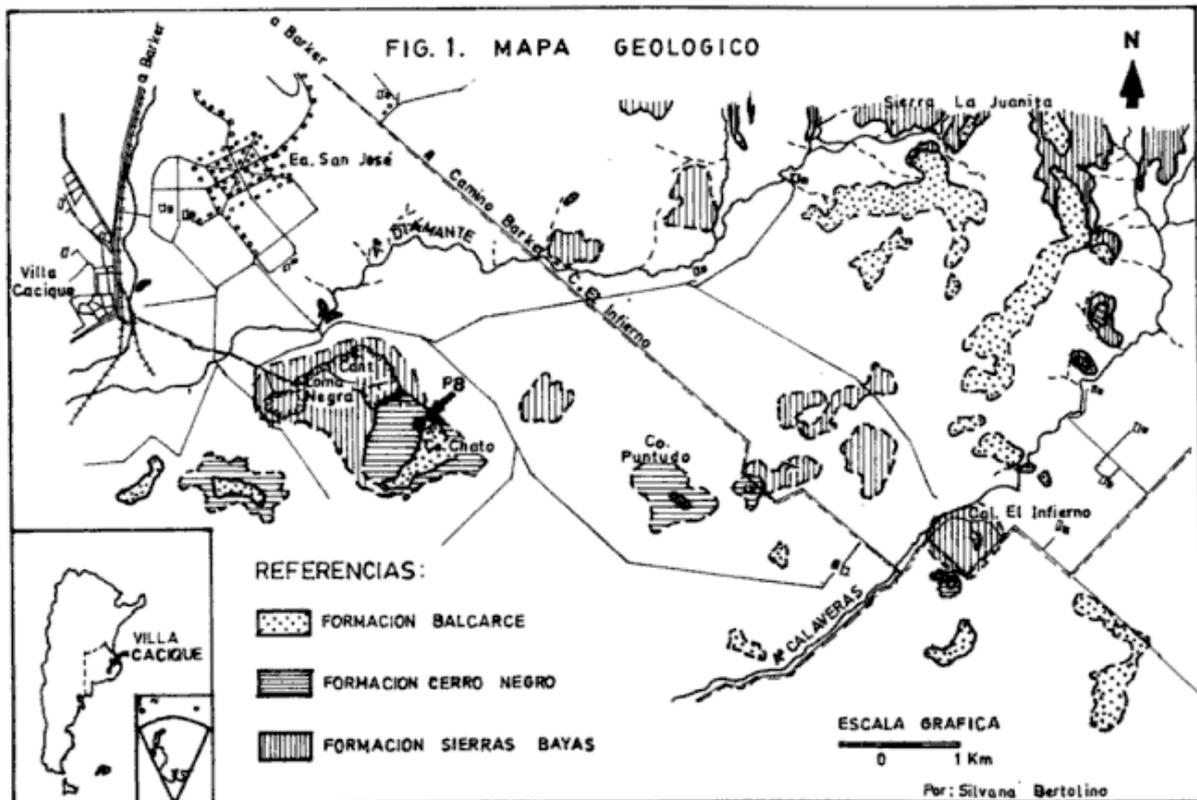


Figura 1: Mapa geológico.

dicha formación hasta Barker y tomando definitivamente la denominación de Formación Cerro Negro para las mismas.

No se descarta la posibilidad de que al menos los últimos metros del nivel, en contacto con las cuarcitas con ignógenos de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), pertenezcan a esta última formación, ya que presentan características diferentes a las "gris oliva" y notablemente similares a las del miembro superior de la Formación Balcarce.

Actualmente se están desarrollando numerosos planes de investigación en las Sierras Septentrionales que darán a conocer una valiosa información sobre las formaciones sedimentarias que las componen y sus relaciones estratigráficas, especialmente en el área de Barker donde la escasez de afloramientos dificulta enormemente su análisis.

GEOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA

Los nuevos afloramientos de la Formación Cerro Negro se ubican en la porción más austral del sector central de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires (en lo que Nágera, 1932, llamó "Costa de Claraz"), en una serie de lomadas que se orientan en sentido oeste-noroeste-este-sureste des-

de la Cantera Loma Negra hasta Calera El Infierno, en las proximidades de Villa Caci que (Partidos de Juárez y Necochea, figura 1). El área corresponde a la hoja topográfica 3760-35-I "La Negra" del IGM.

En la Cantera Loma Negra es donde puede observarse la columna sedimentaria más completa; representada aquí de base a techo por:

- Cuarcitas con ignógenos
 - (Pelitas rojizas?)
- Formación Balcarce

Contacto no expuesto Discordancia?

- Pelitas "gris oliva" (Zalba, 1981)
 - Brecha intraformacional (Dalla Salda et al., 1972)
- Formación Cerro Negro

Discordancia erosiva

- Caliza micrítica negra
 - Pelita y margas
 - Cuarcitas superiores
- Formación Sierras Bayas

El esquema estratigráfico adoptado es el propuesto por Dalla Salda e Iñiguez (1979). Las dos primeras formaciones son de edad precámbrica superior, y la última paleozoica inferior (Cambro-Ordovícico). El hallazgo de microfósiles (Acritarcos de morfología simple) en las pelitas "gris oliva" (Cingolani *et al.*, *op. cit.*) confirman su edad precámbrica superior.

La Formación Cerro Negro se apoya en discordancia sobre la Formación Sierras Bayas y comienza con una brecha intraformacional con clastos angulosos de caliza y tabulares de margas verdes, de tamaño heterogéneo (entre 0,3 y 20 cm, existiendo bloques de hasta un metro), en matriz psamítica cuarzosa, con estructura gradada normal. Esta brecha se dispone en cuerpos discontinuos y elongados con techo convexo y base irregular. La amplitud máxima de los cuerpos es de 2,5 a 1 m con 10 a 20 m de separación entre sí. Están orientados en sentido noroeste-sureste ($N88^{\circ}$ a $N140^{\circ}$) y lateralmente pasan a una brecha de ftanita silicificada.

Por encima de las brechas se ubican las pelitas "gris oliva", que son arcilitas con intercalaciones limolíticas y delgadas lentes psamíticas. Están bien laminadas, existiendo algunas capas onduláticas (orientación de las crestas de las óndulas $N85^{\circ}$). Son de colores gris oliva (5 Y 6/2), rosados y pardo rojizos (2,5 YR 5/2 y 5 YR 4/2). El espesor máximo expuesto es de 14,50 m (frente sursureste de la Cantera Loma Negra), pero perforaciones realizadas en el Cerro Chato han atravesado debajo de las cuarcitas con icnogéneros 70 m de estas pelitas (P8 en figura 1). En su base se encontraron brechas y calizas con lo cual se demuestra la continuidad de la columna (figura 2). La orientación de las capas es $N100-120^{\circ}$ con buzamientos entre 4° y 6° al sur y suroeste. Están además afectadas por dos juegos de diaclasas subverticales de azimut $N80^{\circ}$ y $N180^{\circ}$, coincidentes con las diaclasas encontradas en las Formaciones La Tinta y Balcarce (Zalba, 1978).

La base del nivel es ondulada y dado el carácter discontinuo de las brechas, las pelitas están también en contacto con las calizas. En estos puntos se presenta una alternancia de delgadas capas lenticulares de margas, arcilitas y brechas, entre las calizas y las pelitas propiamente dichas. El techo del nivel y su contacto con las cuarcitas de la Formación Balcarce no están expuestos. Es posible que esta última formación incluya algunos metros (≈ 10 m) de pelitas de colores rojizos intensos debido al abundante contenido de óxidos de hierro, que alternan con niveles psamíticos (delgadas capas de cuarcitas). Esta suposición surgió del análisis de los resultados obtenidos sobre una muestra de esa sección del nivel y que se verán más adelante.

También se han encontrado pelitas rellenando "aberturas" de disolución en las calizas, de colores

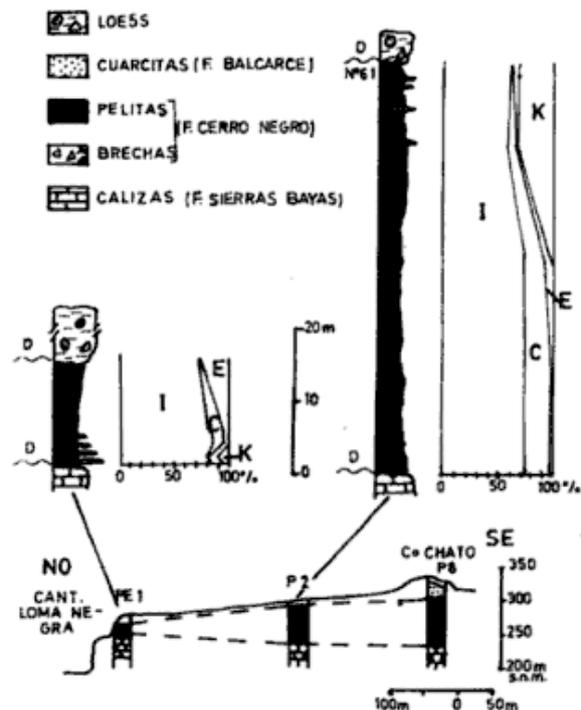


Figura 2: Correlación entre el perfil estratigráfico (PE 1) del frente sursureste de la cantera Loma Negra y las columnas estratigráficas reconstruidas sobre datos de perforaciones (P2 y P8). Variaciones verticales del contenido de argilominerales: illita (I), clorita (C), esmectita e interestratificados (E) y caolinita (K).

blanquecinos, amarillentos y rojizos, en los frentes de explotación tanto de cantera Loma Negra como de Caldera El Infierno. Estas pelitas tienen características mineralógicas y físico-químicas semejantes a las "gris oliva".

Hacia el norte, en Cuchilla de las Águilas y Sierra La Juanita, la Formación Cerro Negro no ha sido observada y la secuencia sedimentaria está integrada por los miembros: Cuarcitas Inferiores, Dolomías/Arenisca deleznable y Cuarcitas Superiores de la Formación Sierras Bayas; por encima y en discordancia la Formación Balcarce. Esta comienza con brechas de ftanita, arcilitas rojas y blanquecinas, una alternancia de cuarcitas con delgados niveles pelíticos (tidalitas) y sobre éstos y en discordancia, cuarcitas con icnogéneros o conglomerados (Zalba *et al.*, 1982; Rodríguez, 1985; Andreis y Zalba, 1985).

Con respecto a los rasgos estructurales de la zona, son evidentes los fenómenos de deformación tectónica, especialmente en los alloramientos de

calizas y pelitas del corte de camino hacia Calera El Infierno y en las proximidades de esta última. En esos puntos, las capas tanto de caliza como de pelitas muestran flexuras con fuertes variaciones en el valor y sentido del buzamiento. La extensa cubierta moderna impide la identificación de fallas. Sólo pudo verificarse una a la entrada de la Cante-ra Loma Negra, que atraviesa el camino en direc-ción aproximada N140°.

Reconstrucción paleoambiental

En el área de Barker se repiten ciertas caracte-rísticas geológicas y estratigráficas relevantes de la Formación Cerro Negro, que fueron descriptas e interpretadas en Olavarría por Barrio *et al.* (1985).

Si bien el desarrollo paleoambiental es básica-mente el mismo existen alguna diferencias, espe-cialmente faciales y de espesores, entre ambas zo-nas.

Se destaca el carácter regional de la discordan-cia erosiva entre Formación Sierras Bayas y For-mación Cerro Negro descripta por estos autores en Olavarría, ya que también aparece expuesta en la Cantera Loma Negra (Villa Caci que).

De este modo puede decirse que una vez depo-sitadas las calizas de la Formación Sierras Bayas se produjo el retiro del mar, posibilitando la acción de fenómenos de disolución sobre las calizas y la formación de "aberturas". Estas "aberturas" son de aproximadamente 15 m de largo por 6 a 10 m de altura y están rellenas por depósitos arcillosos, cu-ya parte inferior (de pequeño espesor) proba-blemente sea el residuo proveniente del material silicoclástico contenido en las calizas luego de su disolución.

Sobre este paleorelieve irregular se habrían acumulado las brechas intraformacionales de cali-za asociadas a brechas de ftanita (ambas indicarían una regresión). Posteriormente se habría iniciado un proceso transgresivo durante el cual se implantó un nuevo ciclo sedimentario, representado por las pelitas "gris oliva". El mismo comienza con una al-ternancia de margas verdosas, pelitas y delgadas lentes de brecha, con estructura ondulítica, de po-co espesor (1 a 2 m) seguido por las arcilitas "gris oliva" con intercalaciones limolíticas y delgadas lentes psamíticas, con estructura de laminación y

ondulíticas. La secuencia culminaría con pelitas varicolores.

Esta es predominantemente silicoclástica con escasa participación de material carbonático.

MATERIALES Y METODOS

Se realizaron perfiles estratigráficos de detalle tipo Selley (Selley, 1970) con muestreo y descrip-ción "capa por capa" de la litología en los aflora-mientos y también sobre datos y testigos de perforaciones. Estas perforaciones atraviesan toda la se-cuencia, desde las cuarcitas de Formación Balcar-ce hasta las calizas de Formación Sierras Bayas permitiendo el estudio de la columna completa. En laboratorio se analizó un total de 63 muestras.

También se efectuaron planos y perfiles to-pográfico-geológicos a plancheta.

Las rocas pelíticas fueron analizadas por difrac-ción de rayos X (DRX), microscopía electrónica de barrido (SEM), análisis químicos por vía húme-da y fluorescencia de rayos X (FRX). El estudio de psfitas, psamitas y limolitas se realizó por mi-croscopía óptica.

La técnica de DRX se empleó principalmente para los estudios mineralógicos, combinando los tratamientos de rutina (muestra total y orientadas normal, glicolada y calcinada a 550°C durante 2 o 4 horas), con otros tratamientos más específicos de saturación con vapores de hidracina y diferentes cationes (K^+ , Li^+ , Mg^{++}) y ataque con ClH , si-guiendo la metodología recomendada por el A.I.P.E.A.'s Committee on Standarization of Pre-paration Technics en 1985, sobre la fracción $< 2 \mu m$.

Las muestras orientadas de las fracciones $< 4 \mu m$ y $< 2 \mu m$ se obtuvieron a partir de una sus-pensión pipeteando una alcuota a la profundidad y en el tiempo establecidos por la ley de Stokes, dejándose secar en condiciones ambientales, sobre vidrios portaobjetos.

Para la estimación semicuantitativa de los argi-lominerales presentes en la fracción $< 4 \mu m$, se empleó el método de Johns, Grim y Bradley (1954).

Por último se obtuvo la cristalinidad de la illita por dos métodos: el índice IK de Kubler (1967, 1968) y la "Cristalinidad Relativa" CR de Weber (1972, aplicado por Toselli y Weber, 1982), y se de-

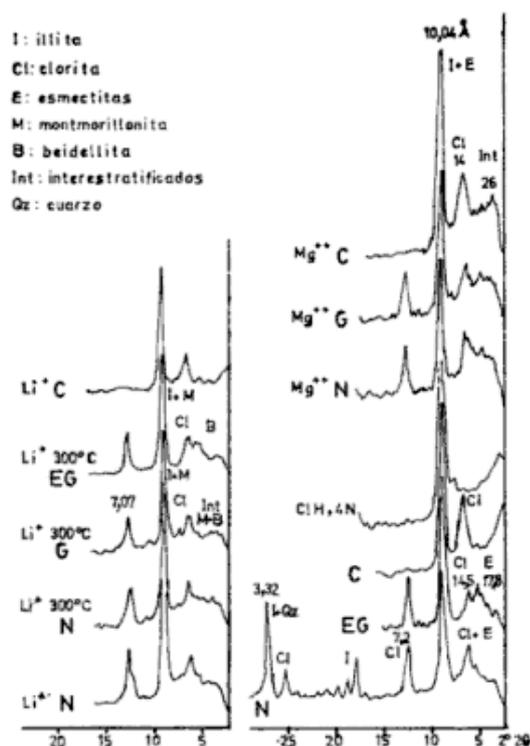


Figura 3: Difractogramas realizados después de los tratamientos de identificación de clorita, montmorillonita, beidellita e interestratificados. N: muestra orientada normal; G: glicerolada; EG: glicerolada y C: calcinada a 550°C.

terminó un tercer índice relacionado con los anteriores: IE de Esquevin (1969).

Los difractogramas se obtuvieron con radiación de $\text{Cu K}\alpha$ ($\lambda = 1,540526$), filtro de Ni, a 40 Kv, 20 mA, velocidad de goniómetro 2° 20/min y velocidad del papel de 20 mm/min.

Para el estudio textural de los minerales (forma, tamaño y fábrica) y la interpretación de procesos de génesis y diagénesis ocurridos en las pelitas se aplicó SEM sobre esquirlas de muestras naturales. Esta técnica permitió además reconocer la presencia de halloysita y alunita, presentes en cantidades inferiores al límite de detección del equipo de rayos X (entre 3 y 5 %).

Los análisis químicos de los elementos mayoritarios se hicieron por vía húmeda siguiendo la metodología estandar, en el Laboratorio de Química del CETMIC.

El contenido de elementos traza se determinó por FRX (Miniussi *et al.*, 1980) utilizando patrones de rocas de composición certificada. Se han incluido los valores de Zn por sus semejanzas con los obtenidos en Olavarría, pese a que esta determinación no es confiable por debajo de 100 ppm.

Para la evaluación de la composición química de las pelitas se aplicó el análisis de agrupamiento ("Cluster analysis"), sobre cuatro óxidos mayoritarios (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2) y la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; y sobre seis elementos traza (Sr, Rb, Zr, Nb, Ba y Zn). Esta técnica multivariada utiliza los coeficientes de correlación "r" y de distancia euclidiana para establecer un criterio clasificatorio objetivo. Los valores computados (de 36 muestras para elementos mayoritarios y de 31 para traza) pertenecen a las formaciones: Balcarce, Cerro Negro en las zonas de Villa Cacique y Olavarría, y Sierras Bayas, sumando a los datos obtenidos por la autora, otros tomados de Iñiguez *et al.* (1980), Zalba *et al.* (1983) y Rodríguez (1986).

Todos los equipos utilizados pertenecen al CETMIC a excepción del microscopio electrónico de barrido que fue facilitado por el Instituto de Neurobiología (CONICET). Mayor información sobre la metodología y condiciones experimentales se dan en Bertolino (1986).

RESULTADOS Y DISCUSION

Mineralogía

La composición mineralógica de las pelitas de la Formación Cerro Negro es: illita dioctaédrica, del tipo 1Md y en menor proporción 1M; clorita rica en hierro y cantidades variables de: esmectitas, principalmente beidellita y montmorillonita; caolinita (tipo I) moderadamente ordenada; e interestratificados irregulares del tipo clorita-montmorillonita y montmorillonita-beidellita. Están presentes como traza en algunas secciones del nivel, halloysita y alunita. Las impurezas son de cuarzo, feldspatos, óxidos e hidróxidos de hierro y en la base calcita.

La clorita rica en hierro fue definida por sus reflexiones (002) y (004) de mayor intensidad que las (001) y (003) y por ser fácilmente disueltas en ClH (Brindley y Brown, 1980). El tratamiento con hidracina (Range *et al.*, 1969) permitió diferenciar caolinitas con distintos grados de desorden estructural; el tipo I es el más común, pero también se identificó el tipo IV o "fire-clay" que no reacciona con la hidracina. Para la determinación del tipo de esmectita y de interestratificados, se saturaron las muestras con Li^+ (Green-Kelly, 1953), K^+ y

Cuadro I:

MUESTRA			ANÁLISIS SEMICUANTITATIVO				CRISTALINIDAD DE LA ILLITA		
UBICACION		Nº	Illita %	Clorita %	Caolin. %	Esmec.e Int. Irr. %	I _K	I _E	CR
Cant. Loma Negra	PE 1	2	85	10	tr	5*	6,5	0,31	310
	Arc. Rosada	8	80	10	-	10*	6,0	0,28	300
	Relleno								
	Aberturas	26	76	tr	10	14	6,5	0,28	271
		11	67	12	5	16	6,0	0,39	250
PE 2		16	77	10	-	13			
		17	80	9	-	11	6,5	0,44	309
Cal. El Infierno		23	83	-	5	12	5,0	0,37	208
PE 3		58	71	25	tr	4*	7,0	0,29	350
		53	74	17	tr	9	5,4	0,45	270
PE 4		68	76	20	tr	4	5,9	0,27	295
		63	74	17	5	4*	5,0	0,32	208
		61**	63	-	33	4	4,5	0,36	225
Cant. Cerro Negro		67056	70	20	-	10	6,0	0,35	
Sup. (Olavarría)		67057	65	15	-	20	5,4	0,32	
***		67058	65	15	-	20	6,0	0,29	

*no contiene esmectitas.

**muestra probablemente perteneciente a Formación Balcarce.

*** datos extraídos de Bonhomme y Cingolani (1980).

PE: perfil estratigráfico.

Mg⁺⁺ (Bossi, 1973; Brindley y Brown, *op. cit.*), figura 3.

La composición de las pelitas rojizas de la sección superior del nivel (últimos 10 m) es illito-caolinítica (muestra No61: illita 63% y caolinita 33%) asemejándose a la composición de algunos niveles pelíticos del miembro superior de la Formación Balcarce (Zalba *et al.*, 1982).

En el cuadro I se muestran los resultados de la estimación semicuantitativa de los argilominerales de la fracción < 4 μ y se incluyen los valores de tres muestras de la Formación Cerro Negro en Olavarría, analizadas por Bonhomme y Cingolani (1980).

Existen variaciones significativas en el contenido de algunos minerales a lo largo del perfil (figura 2) y puede decirse que: (1) la illita es el argilomineral predominante (63-85%), y al igual que los interestratificados no muestra variaciones verticales notoria; (2) en la sección inferior se ha observado la ausencia de caolinita (sólo presente en algunas muestras como traza) y de esmectitas, mientras la clorita aparece, pero en pequeñas cantidades;

(3) a medida que ascendemos en la columna hay un notable incremento de caolinita y esmectitas, creciendo también el contenido de halloysita; (4) la clorita aumenta en la sección media y luego disminuye hacia el techo del nivel (tiende a desaparecer).

Microscopía electrónica de barrido

Con esta técnica pudieron reconocerse algunos minerales con características morfológicas y texturales distintivas. Un ejemplo de ello son las caolinitas, que aparecen en láminas pseudo hexagonales con disposición "cara a cara"; esta característica indicaría según Keller (1978), sedimentación por floculación en medio marino. También se observaron agregados cubrales en forma de "libros", originados diagenéticamente.

La halloysita aparece en típicos cristales elongados y tabulares, aislados (figura 4a), es muy escasa y su presencia ya fue señalada por Bertolino (1985).

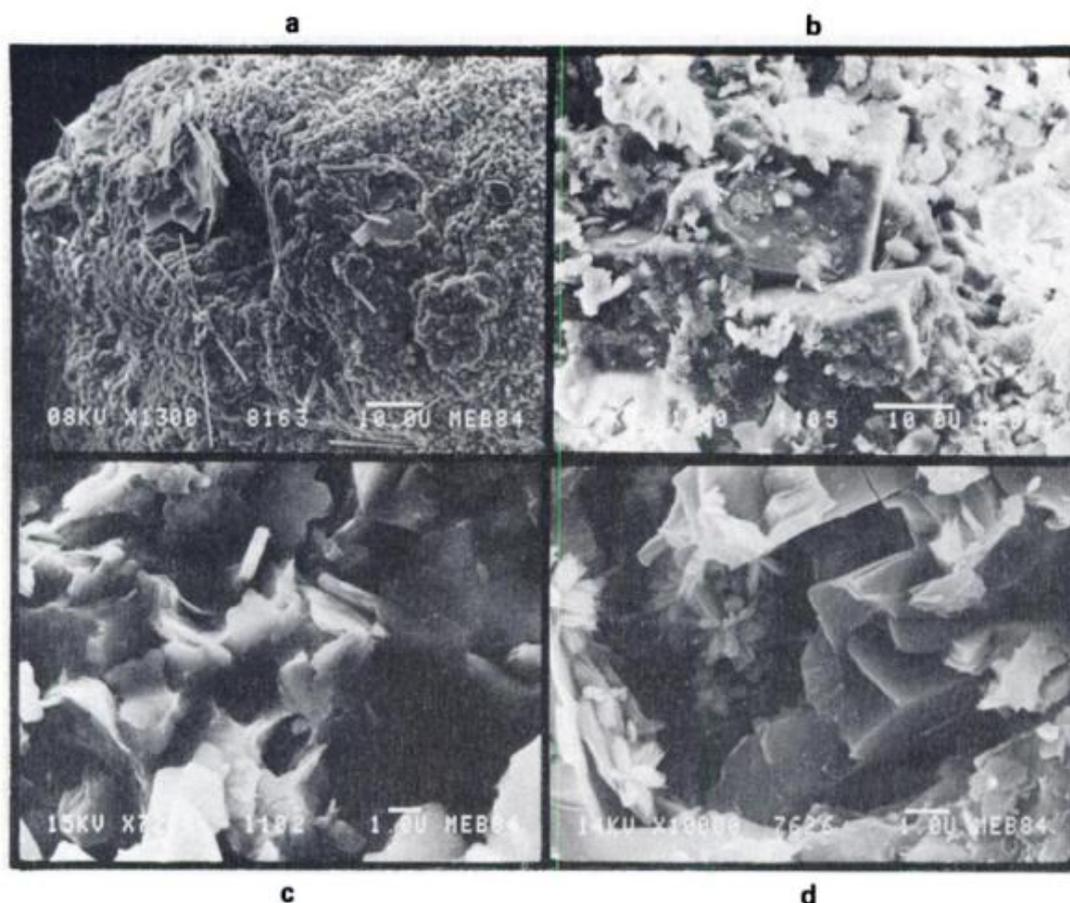


Figura 4: a) Cristales tabulares de halloysita en muestra con: illita, esmectitas, interestratificados irregulares (clorita-montmorillonita), y trazas de caolinita y halloysita. b) Cristales pseudocúbicos de alunita de origen diagenético en muestra con illita, clorita, esmectitas e interestratificados irregulares. c) Agregados irregulares de láminas de illita, clorita y esmectitas con disposición "cara a cara" y "borde a cara". Se observa también el alabeo de las láminas y evidencias de disolución diagenética en los bordes de las mismas. d) Crecimiento autigénico de goethita en forma de "rosetas".

La alunita, cuya presencia fue mencionada por Zalba (1982), se presenta en pseudocubos de origen diagenético (figura 4b) que posiblemente estén relacionados a la presencia de piritita (Goldbery, 1980).

En cuanto a la illita, clorita y esmectitas, aparecen en general como agregados de láminas irregulares con forma indefinida, a veces alabeadas y con disposición "cara a cara" posiblemente de origen detrítico (figura 4c). Las texturas "en remolino" observadas (también con disposición "cara a cara") tendrían una génesis sedimentaria (especialmente en el caso de la illita) y probablemente serían producto de movimientos durante el empaquetamiento, sedimentación, pérdida de agua u otros procesos deformacionales en rocas blandas (Keller, *op. cit.*),

También se ha identificado illita diagenética (Zalba, 1985) en agregados orientados perpendicularmente a la superficie de estratificación; mues-

tran una textura característica en "panal de abejas" (boxwork) con láminas dispuestas "borde a borde" y "cara a borde".

Existen evidencias de diagénesis, como son los fenómenos de disolución observados en el cuarzo y los crecimientos autigénicos, especialmente de óxidos e hidróxidos de hierro (en general goethita), en agregados radiales de cristales formando "rosetas" (figura 4d).

Cristalinidad de la illita

El análisis de los valores obtenidos (cuadro I) nos indica que: (1) los índices IK ubican a la Formación Cerro Negro parte en el campo diagenético y parte en el anquimetamorfismo, coincidiendo con los resultados obtenidos por Bonhomme y Cingolani (*op. cit.*) para esta formación en Olavarría (incluidos en cuadro I, figura 5); (2) Los valores de CR se agrupan totalmente dentro del an-

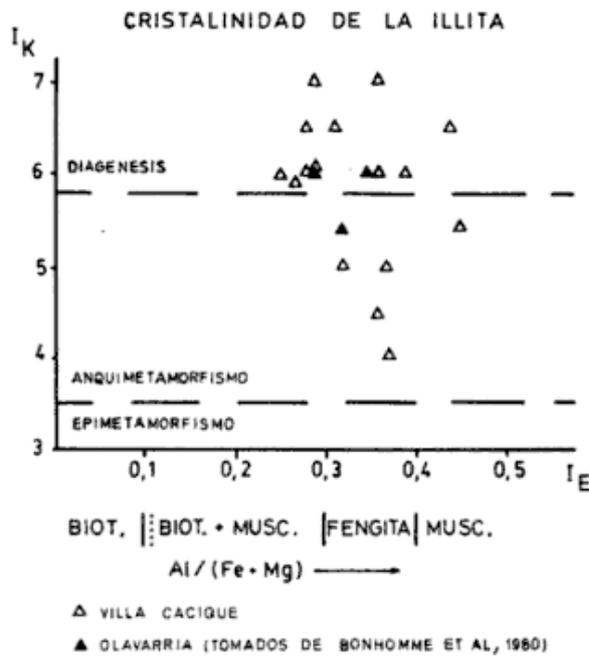


Figura 5: Cristalinidad de la illita en la Formación Cerro Negro.

quimetamorfismo (cuyos límites con el epimetamorfismo y la diagénesis son de 120 y 340/385 respectivamente).

Su ubicación dentro del anquimetamorfismo se ve reafirmada por la composición illito-clorita de las pelitas (ambos minerales son característicos de este campo; Kubler, *op. cit.*) y por la composición de la capa octaédrica de la illita, que cae en el campo de las fengitas (Esquevin, *op. cit.*), o sea, hacia

donde aumenta la relación Al/(Fe + Mg) favoreciendo la recrystalización de la illita (Dunoyer de Segonzac, 1970).

Composición química de las pelitas

En el cuadro II se muestran los valores de los componentes mayoritarios más representativos y los coeficientes de correlación "r" entre los óxidos computados en el análisis multivariado. En términos generales las pelitas "gris oliva" se caracterizan por valores elevados de sílice y relativamente bajos de alúmina, en concordancia con su composición mineralógica (illito-cloríticas con escasa o nula participación de minerales ricos en alúmina como caolinitas, halloysita, etc.).

La relación entre ambos óxidos es de 3,4 (promedio) indicando que el medio ambiente habría sido alcalino, favoreciendo la estabilidad de componentes detríticos micáceos (illita y clorita) y la neoformación de esmectitas y también de illita y clorita (Milot, 1964). Este valor es similar al de la Formación Cerro Negro en Olavarría cuyo promedio es de 4 y claramente diferente al de las arcillas caolíníticas de la Formación Balcarce que afloran al N: en Cuchilla de las Aguilas con un promedio de 1,3 y en Sierra La Juanita de 1,8; según los datos obtenidos por Zalba (1978) y Rodríguez (1986) respectivamente.

En el dendrograma de la figura 6 se observa: (1) la diferenciación en dos grupos, uno correspon-

Cuadro II: Composición química.

MUESTRA N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	CO ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Arc.Gris Oliva*	60,50	21,80	4,50	0,75	4,80	0,38	1,35	0,65	0,50	2,77
Arc.Rosada*	60,70	22,20	4,70	0,70	4,30	0,10	1,45	0,50	0,00	2,73
2	59,40	20,60	8,50	0,90						2,88
8	65,50	16,80	6,40	0,60						3,90
26	62,30	19,30	7,20	0,70						3,23
11	63,70	18,20	7,30	0,90						3,50
16	70,20	14,40	5,50	0,60						4,87
17	64,30	18,90	6,20	0,60						3,40
23	66,00	18,80	6,10	0,90						3,51
58	60,70	21,60	7,80	0,80						2,81
53	59,40	18,10	7,10	0,60						3,28
68	60,30	17,90	6,90	0,60						3,37
63	68,10	23,80	5,10	0,50						2,86
Cerro Negro Sup.**	61,02	14,20	13,20		2,72		3,18	1,55		4,30

*datos extraídos de Zalba (1981).

**composición química promedio de la Formación Cerro Negro en Olavarría extraída de Iñiguez y Zalba (1974).

NOTA: Los valores corresponden a porcentajes en peso.

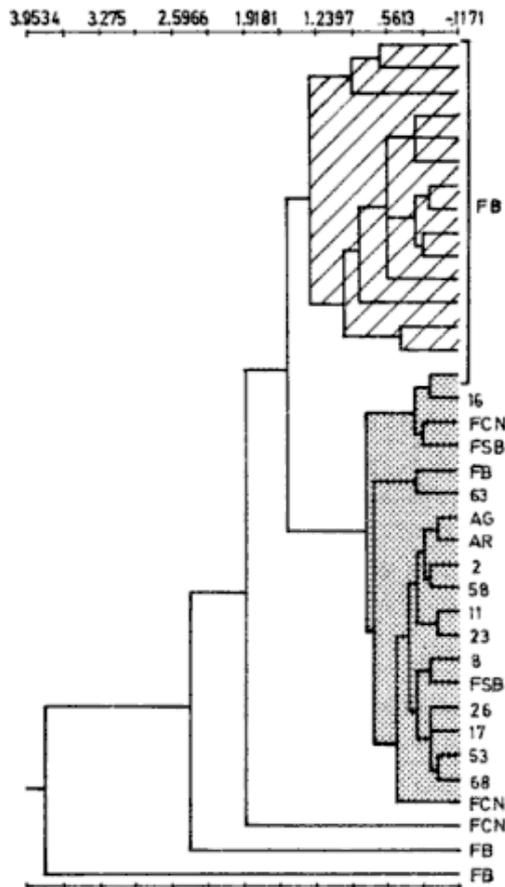


Figura 6: Dendrograma de agrupamiento de las muestras de acuerdo a su composición química mayoritaria (según coeficientes de distancia euclidiana).

diente a las formaciones precámbricas -área punteada- Sierras Bayas (FSB) y Cerro Negro y el otro -área rallada- a la Formación Balcarce (FB); (2) la asociación entre muestras de las pelitas "gris oliva" de Villa Cacique y la Formación Cerro Negro de Olavarría (FCN); (3) la vinculación de dos muestras de Formación Balcarce al grupo de Formación Cerro Negro debido a que ambas muestras son illíticas con bajo contenido de alúmina y por tanto químicamente semejantes a las de Cerro Negro; (4) la presencia de tres muestras desvinculadas de ambos grupos, comportamiento que podría deberse a que las tres tienen composiciones anómalas, con valores erráticos de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 o CaO . En el caso de la muestra de Formación Cerro Negro su vinculación con el grupo de esta formación ha sido verificada por el coeficiente de correlación "r", que no se incluye por razones de espacio.

Elementos traza

En el cuadro III se muestran: los valores determinados en las pelitas "gris oliva", los contenidos promedio de las formaciones Sierras Bayas (FSB), Cerro Negro en Olavarría (FCN) y Balcarce (FB), tomados de Zalba e Iñíguez (1983)- y los coeficientes de correlación "r" entre los elementos computados.

Cuadro III: Contenido de elementos traza (ppm).

MUESTRA N°	Sr	Rb	Zr	Nb	Ba	Zn
2	33,0	205,0	234,0	14,5	907,0	110,0
8	32,0	194,0	266,0	21,0	1098,0	86,0
26	34,2	157,0	183,5	15,5	653,0	66,0
11	41,0	157,0	200,0	6,5	760,0	190,0
16	41,0	180,0	186,0	21,5	900,0	166,0
17	35,0	140,0	330,0	9,8	733,0	78,0
23	40,0	228,0	283,0	16,7	1062,0	84,0
58	33,0	212,0	232,0	24,0	860,0	68,0
68	61,0	202,0	244,0	21,5	930,0	98,0
Valor promedio	38,9	186,1	239,8	16,8	878,1	105,1
61*	146,7	90,0	366,0	15,0	1130,0	40,0

*muestra probablemente perteneciente a Formación Balcarce.

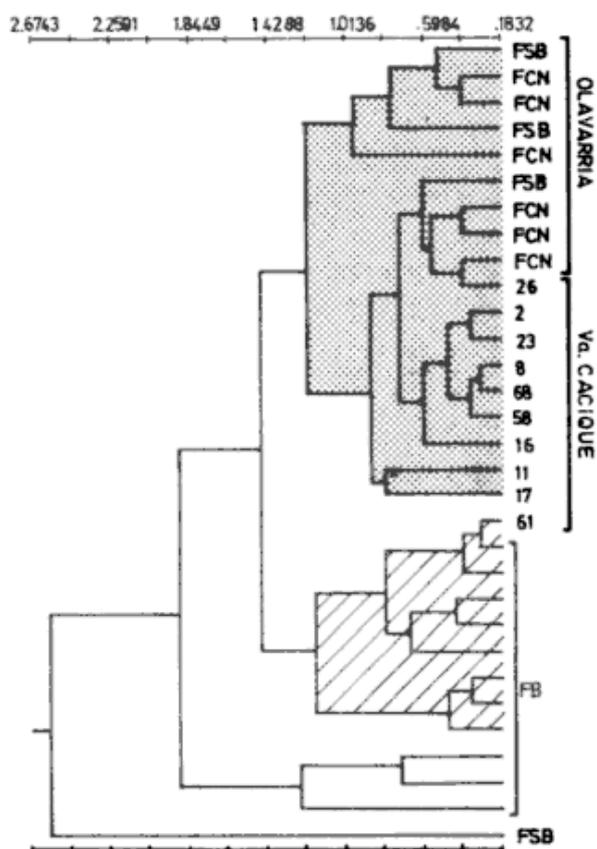


Figura 7: Dendrograma de agrupamiento de las muestras de acuerdo al contenido de elementos traza (según coeficientes de distancia euclidiana).

A través del análisis de agrupamientos (figura 7) ha podido confirmarse en forma objetiva: (1) la correlación estratigráfica entre la Formación Cerro Negro de Olavarría y las pelitas "gris oliva" pues forman un mismo grupo (área punteada que incluye tres muestras de la Formación Sierras Bayas); (2) que dentro de la Formación Cerro Negro (incluyendo ahora a las pelitas "gris oliva") es factible distinguir entre las dos localidades -Olavarría y Villa Cacique- pues forman subgrupos distintos; esto indicaría pequeñas variaciones geoquímicas vinculadas a su ubicación geográfica dentro de la cuenca de sedimentación; (3) la distinción entre las formaciones del Precámbrico (Sierras Bayas y Cerro Negro) y del Paleozoico inferior (Balcarce) que constituyen grupos diferentes en el dendrograma de la figura 7, como lo expresaron Zalba e Iñiguez (*op. cit.*).

Un hecho destacable es que los tenores de una de las muestras analizadas (muestra N° 61) coinciden con los de la Formación Balcarce quedando

estrechamente asociada con ellas tanto en el dendrograma de distancias euclidianas de la figura 7 como en el de correlación "r" que no ha sido incluido por razones de espacio.

En términos generales puede agregarse que los valores de algunos elementos determinados concuerdan con los definidos por Shaw (1954) como "típicos" para materiales pelíticos.

CONCLUSIONES

I-Se correlaciona el nivel de pelitas "gris oliva" de Villa Cacique con la Formación Cerro Negro de Olavarría. La misma se sustenta claramente en:

Su posición estratigráfica, superior a las calizas de Formación Sierras Bayas e inferior a las cuarcitas con icnogéneros de Formación Balcarce.

La edad precámbrica superior de ambas pelitas (dataciones K-Ar y hallazgo de microfósiles).

La idéntica composición mineralógica: illitoclorítica con interestratificados irregulares de clorita-montmorillonita, minerales característicos de la Formación Cerro Negro, pues están ausentes en las Formaciones Sierras Bayas y Balcarce.

Índices de cristalinidad de illita IK similares (IK = 6) cayendo ambas en el límite diagénesis-anquimetamorfismo o anquimetamorfismo según el índice CR.

La semejanza en la composición química y en el contenido de elementos traza, confirmada a través del análisis de agrupamiento (figura 6 y 7) quedando ambas incluidas en los mismos grupos y a su vez diferenciadas de la Formación Balcarce.

II- Si bien los datos con que se cuenta son insuficientes, es posible que exista un nuevo nivel de pelitas, de escaso espesor (≈ 10 m) ubicado entre las pelitas "gris oliva" (Formación Cerro Negro) y las cuarcitas con icnogéneros de Formación Balcarce, y perteneciente a esta última formación.

Este supuesto se apoya en:

La ubicación estratigráfica de la muestra analizada: últimos metros del nivel de pelitas, inmediatamente por debajo de las cuarcitas con icnogéneros.

Composición mineralógica illito-caolinítica, alterancia con niveles cuarcíticos y color rojizo fuerte, siendo todas éstas características ya descritas por Zalba y Andreis (1982) en las pelitas de la parte superior de la Formación Balcarce.

El contenido de elementos traza es idéntico al contenido de la Formación Balcarce; este hecho es más notorio a través del análisis de agrupamiento (figura 7) al quedar estrechamente vinculada a esa formación.

Sería importante profundizar las investigaciones en este punto, pues de confirmarse, sería la primera vez que se encuentra un miembro pelítico de la Formación Balcarce en la zona (Cartera Loma Negra).

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todo el personal del CETMIC, donde se desarrolló íntegramente este trabajo, por el apoyo brindado, particularmente a quienes me dirigieron: el doctor Enrique Pereira y la doctora Patricia Zalba, a mis compañeros y a los técnicos Arceluz, Marchel y Uriarte por la realización de dilatométrías, ATD, CPE y análisis químicos. Al doctor Depetris por las valiosas sugerencias aportadas y la lectura del manuscrito. A la doctora Gómez de Posadas y al técnico Bencitez por su asesoramiento y colaboración en los análisis por fluorescencia de rayos X.

Desco expresar también el reconocimiento al CONICET, que brindó su apoyo económico; al Instituto de Neurobiología por facilitar el microscopio electrónico de barrido y a la licenciada Rita Bonetto del CINDECA, quien generosamente colaboró en el empleo de esa técnica y de la Microsonda de electrones (EDAX). A la Empresa Loma Negra CIASA por el apoyo brindado en los trabajos de campo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R. y P. ZALBA, 1985. Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al Oeste de Barker (Buenos Aires, Argentina). Iº Jorn. Geol. Bonaer., Res.: 105-106.
- BARRIO, C., D. POIRE y A. M. IÑIGUEZ, 1985. Litología de la sección basal de la Formación Cerro Negro y su discordancia con la Formación Sierras Bayas, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Iº Jorn. Geol. Bonaer., Res.: 113.
- BERTOLINO, S., 1986. Estudio geológico, mineralógico, químico y tecnológico del nivel de arcilitas suprayacentes a las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires. Inf. de Beca, CONICET, (inéd.).
- _____, 1985. Geología y mineralogía del nivel de pelitas suprayacentes a las calizas de Barker (partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires). Iº Jorn. Geol. Bonaer., Tandil, (en prensa).
- BONHOMME, M. y C. CINGOLANI, 1980. Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", provincia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (4): 519-538.
- BOSSI, G., 1973. Identificación de las smectitas sedimentarias. Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., Rev., IV (3): 75-105.
- BRINDLEY, G. y G. BROWN, (Ed.), 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. Mineralogical Soc., London.
- CINGOLANI, C. y R. RAUSCHER, 1985. Estudio geocronológico y micropaleontológico del Grupo La Tinta, Villa Cacique, provincia de Buenos Aires. Iº Jorn. Geol. Bonaer., Res.: Tandil, 128.
- DALLA SALDA, L., M. GUICHON y C. RAPELA, 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., Rev., III (1-4): 133.
- _____, y A. M. IÑIGUEZ, 1979. "La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. VIIº Congr. Geol. Arg., Neuquén, Actas I: 539-550.
- DUNOYER de SEGONZAC, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. Sedimentology, 15: 281-346.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Cent. Rech. Pau., SNPA, 3: 147-154.
- GOLDBERY, 1980. Early diagenetic Na-alunite in Miocene algal mat intertidal facies. Ras. Suar, Sinai. Sedimentology, 27: 189-198.
- GREENE-KELLY, R., 1953. The identification of montmorillonoids in clays. Jour. Soil. Sci., 4: 233-237.
- IÑIGUEZ, M. y P. ZALBA, 1974. Nuevo nivel de arcilitas de la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, La Plata, An., Serie II (264): 95-100.
- _____, y J. F. MEDA, 1980. Análisis por Fluorescencia de Rayos X de elementos mayoritarios y traza en Arcillas de la provincia de Buenos Aires. IIIº Sem. Anál. Técn. Rayos X, SARX III: CIC, 173-181, La Plata.
- JOHNS, W., R. GRIM y W. BRADLEY, 1954. Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods. Jour. of Sed. Petr., 24 (4): 242-251.

- KELLER, W., 1978. Classification of kaolin exemplified by their textures in scan electron micrographs. *Clays and Clay Minerals*, 26 (1): 1-20.
- KUBLER, B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. In "Colloque sur les étages tectoniques". Neuchâtel: 105-122.
- _____, 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau., SNPA* 2 (2): 385-397.
- MILLOT, G., 1964. *Géologie des Argiles*. Masson et Cie., Paris: 1-498.
- MINIUSSI, C., J. MERODIO, V. DE POSADAS y J. MEDA, 1980. Determinación de elementos minoritarios y traza en rocas aluminosilícicas por fluorescencia de rayos X. *Asoc. Arg. Min., Petr., Sed., Rev.*, 11 (1-2): 15-21.
- NAGERA, J. J., 1932. Primera carta geológica general de Tandilia, Escala 1:500.000. Cromo-litografía. Colombatti y Cia., Buenos Aires.
- RANGE, K., A. RANGE y A. WEISS, 1969. Fire-clay type kaolinite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloysite minerals. *Int. Clay Conf. Vol. I*: 3-13.
- RODRIGUEZ, M., 1986. Estudio mineralógico y tecnológico de arcillas de la Sierra La Juanita, Barker, provincia de Buenos Aires. *Inf. de Beca, CIC* (inéd.).
- _____, 1985. Geología y mineralogía de arcillas de la Sierra La Juanita y sus inmediaciones, Barker, provincia de Buenos Aires. 1º *Jorn. Geol. Bonaer., Res., Tandil*, 190-191.
- SELLEY, R., 1970. *Ancient sedimentary environments*. Cornell Univ. Press.
- SHAW, D., 1954. Trace elements in pelitic rocks. Part I: Variation during metamorphism. Y, Part II: Geochemical relations. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 65: 1151-1182.
- TOSELLI, A. y K. WEBER, 1982. Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior et. el noroeste de Argentina: Valor de la cristalinidad de la illita como índice. *Acta Geol. Lilloan.*, XVI (1): 187-200.
- ZALBA, P., 1978. Estudio geológico, mineralógico de los yacimientos de arcilla de la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires, y su importancia económica. Univ. Nac. La Plata, Fac. Cs. Nat. y Museo, Tesis Doct., (inéd.).
- _____, 1981. Nuevo nivel de arcillas sobre las calizas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (1): 99-102.
- _____, 1982. Scan electron micrographs of clay deposits of Buenos Aires province, Argentina. *Int. Clay Conf., 1981, Developments in Sedimentology*, Elsevier, 513-528.
- _____, 1985. Clasificación de arcillas de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 1º *Jorn. Geol. Bonaer.*, (en prensa), Tandil.
- _____, R. ANDREIS y F. LORENZO, 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal copaleozoica en la Cuchilla de Las Águilas, Barker, Argentina. Vº *Congr. Latinoamer. Geol., Argentina, Actas II*: 389-409.
- _____, y A. INIGUEZ, 1983. Elementos traza en arcillas de las Formaciones Sierras Bayas, Cerro Negro y Balcarce, provincia de Buenos Aires. *SARX IV, Olavarría*: 32-45.

Recibido: 10 de marzo, 1987

Aceptado: 20 de marzo, 1989

SILVANA R. A. BERTOLINO

CONICET

UNC

F.C.E.F. y N

Departamento de Geología

Av. Vélez Sársfield 299

5000 Córdoba

ALUNITA EN COMODORO RIVADAVIA

Carlos Beros y Carlos E. Barbosa

RESUMEN

Se da a conocer el hallazgo de una manifestación de alunita restringida a una zona de falla que afecta en superficie a las sedimentitas del Grupo Sarmiento y Formación Patagonia, ubicada a 4 km de la ciudad de Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. La parte central del sector mineralizado está constituida por alunita prácticamente pura y hacia los bordes por material silíceo opalino. La relación atómica K:Na en la alunita es igual a 3:1. La mineralización está compuesta además por cristobalita, tridimita, cuarzo y jarosita. Como producto de meteorización se reconocen yeso y thenardita.

Se propone una génesis relacionada a la presencia de hidrocarburos en el subsuelo, dentro de un lapso de tiempo que abarca los últimos 60 Ma.

ABSTRACT

Alunite in a fault zone near Comodoro Rivadavia city is described. The host rocks of the mineralization are the pyroclastites and sedimentites of Sarmiento Group and Patagonia Formation. Two zones are recognized: an alunitic central zone grading outward to a siliceous zone. The alunite atomic ratio K:Na is equal to 3:1. Related minerals are cristobalite, tridimite, quartz and jarosite. Alteration products are thenardite and gypsum.

A genesis related to hydrocarbons is proposed. Alunite formation age is younger than 60 M.Y.

INTRODUCCION

Se da a conocer una manifestación de alunita asociada a otros sulfatos situada 4,5 km al norte de la ciudad de Comodoro Rivadavia, en íntima relación a la falla del "Valle C" (Feruglio, 1930 y 1932), que afecta en el sector de estudio los afloramientos de las "Tobas de Sarmiento" (Feruglio, 1938) o Grupo Sarmiento (Andreis *et al.*, 1977) y los términos basales de la Formación Patagonia (Stipanovic *et al.*, 1972).

Feruglio (1930) expone los primeros datos de superficie de la falla "C", donde además del aspecto estrictamente estructural resalta algunas características petrográficas y químicas. Leibold (1933 y 1935), Fossa Mancini (1935) y Braccacini (1945) trataron el problema estructural, en particular su relación con la exploración de hidrocarburos y el contexto regional. Por otro lado, numerosos informes internos de YPF mencionan dicha falla.

La finalidad de esta comunicación es dar a conocer el hallazgo de la alunita y sus minerales asociados, establecer las relaciones existentes en el afloramiento entre la mineralización y el entorno

geológico-estructural y sobre la base de estas últimas, mencionar la probable génesis de la mineralización. El presente trabajo se enmarca dentro de un proyecto mayor de prospección de alunita en la cuenca del Golfo San Jorge, encarado en forma conjunta por la Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco" y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

BOSQUEJO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGIO- ESTRUCTURAL

Los alrededores de Comodoro Rivadavia están situados sobre uno de los sectores con mayor espesor sedimentario de la cuenca del Golfo San Jorge. Afloran los términos basales del Grupo Sarmiento (sección con *Notostylops*; Feruglio, 1950) y suprayacen en discordancia las sedimentitas marinas de la Formación Patagonia. Las acumulaciones recientes están representadas por depósitos marinos, aluviales, cólicos y de remoción en masa. Los rasgos geomorfológicos destacables son el paisaje de mesas, cerros testigos y relictos de pedi-

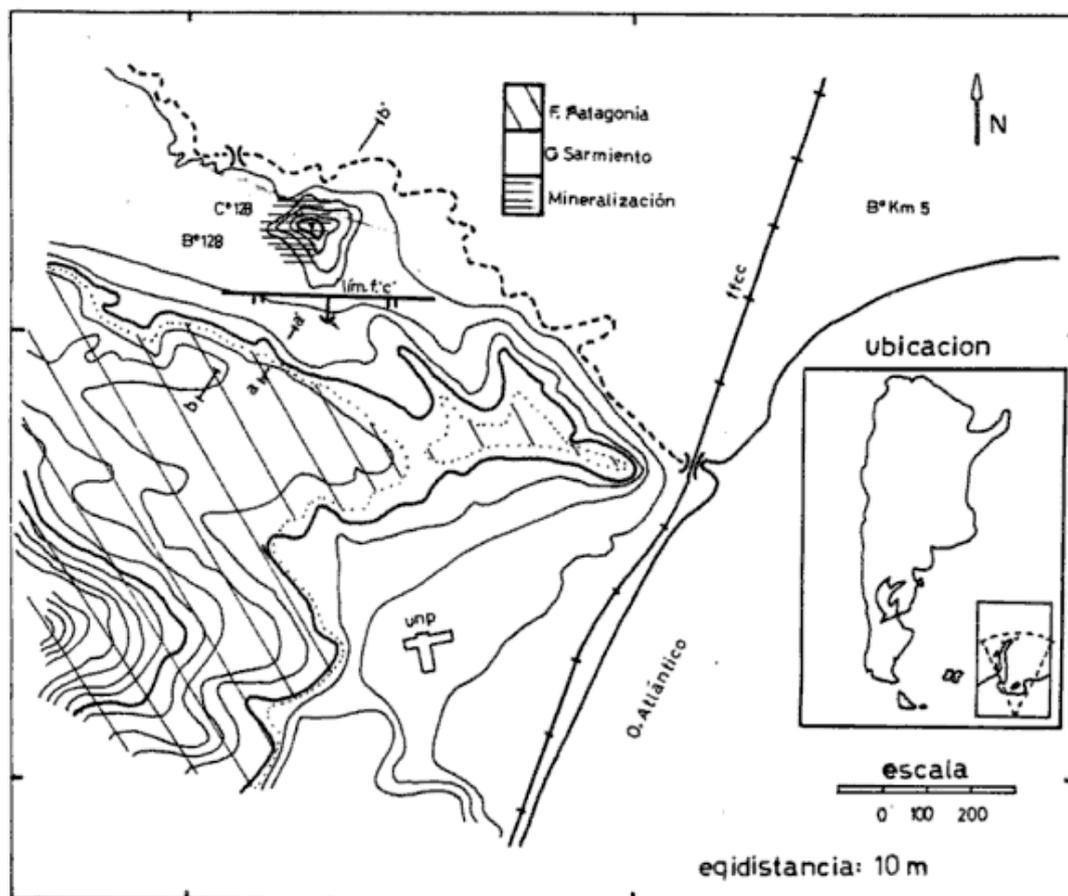


Figura 1: Bosquejo y esquema de ubicación. UNP: Universidad de la Patagonia. Lím. f°c: Límite de la zona de falla "C".

mentos externos que los rodean. Se destaca un cierto paralelismo entre las dislocaciones y las directrices morfológicas (Feruglio, *op. cit.*).

Desde el punto de vista geotectónico corresponde a una cuenca infracratónica (Ramos, 1986) y dominada por un régimen de fracturación extensional, esto último ya fue mencionado por Wichmann (1921), Windhausen (1924) y Schiller (1925). Feruglio (1950) hace notar claramente la preponderancia de los juegos de fracturas este-oeste sobre los norte-sur, como así también las características de "fallas de crecimiento" que poseen y el aumento de la densidad de fracturas con la profundidad.

El trazado mediante estudios de superficie de la falla "C" (Feruglio, 1930 y 1932) muestra una orientación aproximada este-oeste con ciertas irregularidades en el trazo que parecen coincidir con fracturas menores de rumbo nornoroeste-sursureste. Se trata de una falla directa o extensional, con aproximadamente 20 m de rechazo e inclinación

de 60° hacia el sur, variables según el rumbo y en profundidad. En algunos lugares se observan espejos de fricción bien conservados y relleno arcilloso de las fracturas menores asociadas (Feruglio, 1950). Esta falla está relacionada a importantes depósitos de hidrocarburos en el subsuelo, el más superficial de los mismos se encuentra a 550 m de profundidad.

SECTOR MINERALIZADO

El sector con mayor volumen de mineralización está situado en el límite norte de la zona de falla "C", estrictamente en el cerro "128" (véase figura 1), y coincide con una brecha que reúne principalmente clastos de piroclastitas finas y en menor medida sedimentitas de la base de la Formación Patagonia. El sector mineralizado se mantiene como relieve positivo por la mayor resistencia a la erosión de algunos de sus componentes mineralógicos. Los controles en el diseño de drenaje permi-

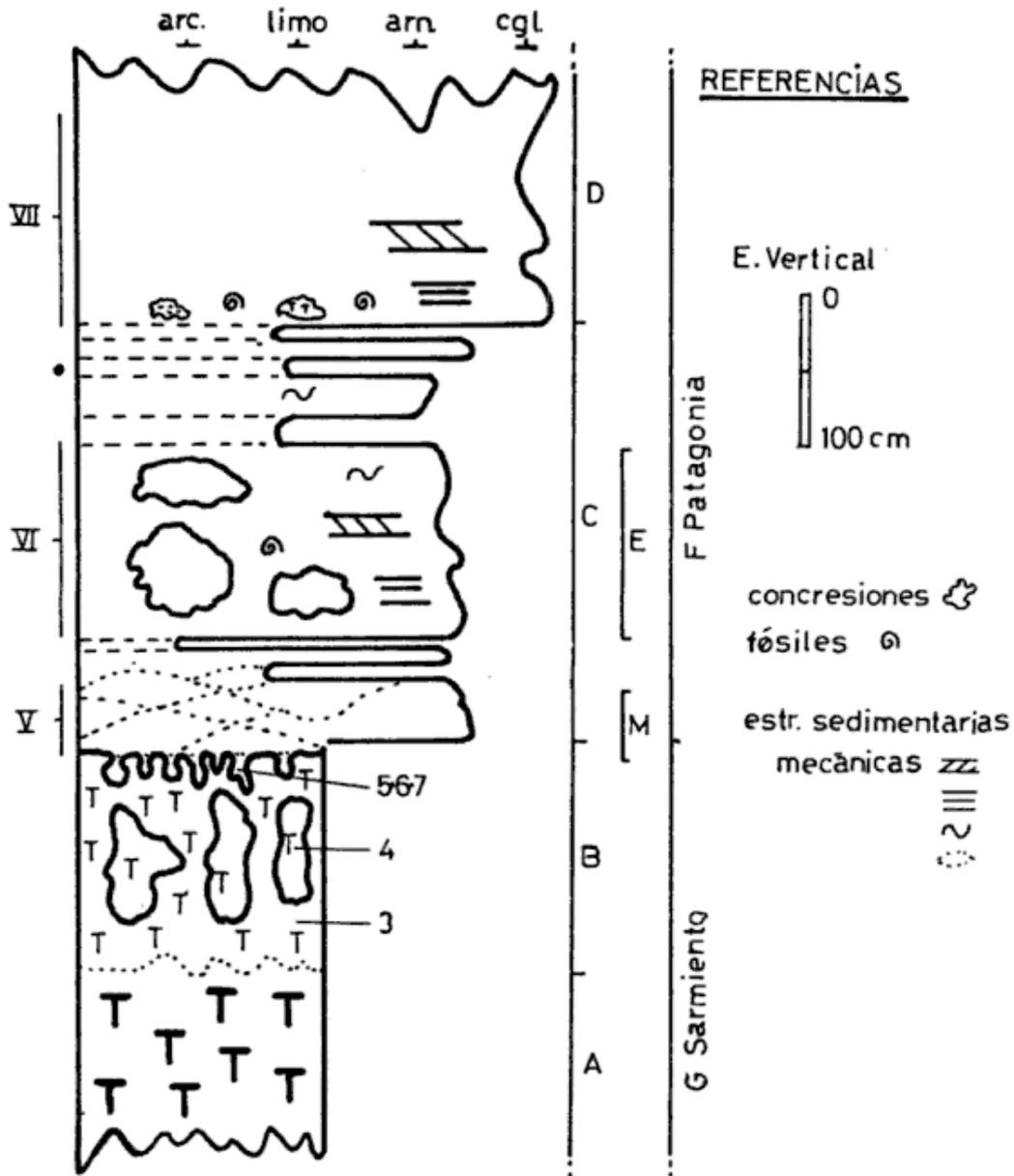


Figura 2: Esquema columnar correspondiente al corte a-a' de la figura 1. iv: Ubicación de las muestras 3, 4, 5, 6 y 7; v: muestras 8, 9, 10, 11 y 18; vi: muestras 12, 13, 14, 15, 16 y 17; vii: muestras 1 y 2.

ten inferir que en coincidencia con el cerro "128" existe una intersección entre la falla "C" y una o dos fracturas menores de rumbo nornoroeste-sursuroeste.

Dentro del perímetro abarcado, el Grupo Sarmiento se compone de chonitas blanquecinas hasta amarillentas, masivas a terrosas, áspera al tacto, con muy escasos fragmentos de huesos fosilizados (véase figura 2, A); la parte superior (2 a 3 m de espesor) se presenta bentonitizada y con colores verde claro hasta gris (véase figura 2, B). Presenta una

intensa fracturación, reconociéndose dos tipos de fracturas: fracturas de alivio aproximadamente horizontales, que disminuyen su abertura en profundidad, producidas por la disminución de carga debido a la rápida erosión de las sedimentitas suprayacentes y fracturas aproximadamente verticales producto de la meteorización física. Las fracturas pueden estar vacías o rellenas con yeso fibroso y/o material terrígeno de coloración amarillenta, anaranjada y blanquecina. La intersección de ambos juegos de fracturas da lugar a la formación de pris-

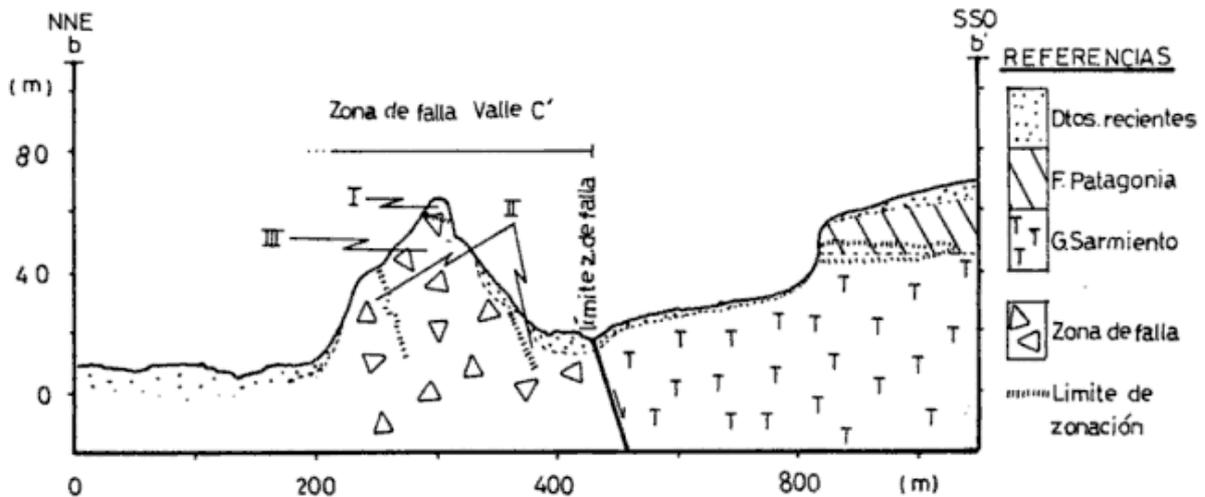


Figura 3: Perfil topográfico-geológico b-b' de la figura 1. I: Ubicación de las muestras 24 y 25; II: muestras 23, 26, 27, 28, 33 y 35; III: muestras 19, 20, 21, 22, 29, 30, 31, 32, 34, 36 y 37.

mas irregulares de chonitas de hasta 10 cm de lado y 5 cm de espesor.

En discordancia y sobre una superficie moderadamente irregular se depositó la Formación Patagonia, la cual muestra lentes de areniscas, areniscas tobáceas, tobas y arcilitas laminadas, cementadas diferencialmente por sulfatos y carbonatos (véase figura 2, M). El espesor de este conjunto es muy variable e incluso puede hacerse nulo (0 a 3 m), en él se concentran los mayores volúmenes de la mineralización de los sectores no dislocados adyacentes a la falla. El porcentaje de sulfatos disminuye hasta hacerse mínimo a unos 500 m de la zona de falla. Por encima se asienta un paquete homogéneo y continuo de areniscas ("areniscas verdes y grises"; Feruglio, 1950) de gran permeabilidad, cementadas aisladamente por carbonatos o bien por óxidos e hidróxidos de manganeso (véase figura 2, E). Continúa la secuencia con algunas lentes muy discontinuas de sedimentos más finos y finalmente un conglomerado intracuenal compuesto principalmente por restos de invertebrados e intraclastos de tobas y arcilitas que encierran cuerpos elípticos dispuestos horizontalmente del propio material cementado por carbonatos (véase figura 2, D) con dimensiones de hasta 2 m por 1 m.

La zona de falla (figura 3) presenta una confusa zonación distribuida sobre el material fragmentario, principalmente chonítico. Las piroclastitas del Grupo Sarmiento, casi sin estructura interna, dificultan la individualización macroscópica de

bloques y otros clastos. Las diferentes fases de deformación, las fracturas de alivio y las producidas por el proceso de humectación-secado de las chonitas argilitizadas, componen una compleja red de discontinuidades rellenas por piroclastos, arcillas y/o sulfatos, estos últimos formando venas, costras y tabiques. Movimientos de remoción en masa ocurridos y en proceso sobre el talud artificial de la ladera oeste del cerro "128", aprovechan fracturas rellenas por minerales solubles para deslizar. Estos movimientos, con sus discontinuidades intrínsecas, agregan dificultades a la comprensión de la micro y mesoestructura.

Las cavidades que pudieron utilizar las soluciones mineralizantes en su camino fueron, en esencia, poros interconectados y fracturas. Las texturas del depósito son variables, entre ellas predominan en la periferia algunas desarrolladas en espacios abiertos (Malvicini y Saulnier, 1979), mientras que hacia el centro predominan las de reemplazo.

En principio se distinguen dos grupos de discontinuidades: el asociado genética y espacialmente a la falla "C" (tectónico), que comprende varios pulsos de deformación y el grupo posterior, correspondiente a fracturas de alivio y discontinuidades relacionadas con procesos de meteorización y remoción en masa. El primer grupo está relacionado, principalmente, con la mineralización de alunita y sílice, el segundo con yeso y thenardita. Puede seguirse la evolución de las fracturas recientes por el relleno de las mismas con yeso y/o thenardi-

Cuadro I: Minerales hallados en cada muestra y su abundancia relativa, decreciente de la "a" a la "g".

Nº de muestra	Cuarzo	Plagioclasa	P. Potásico	Feldespatos	Smectita	Illita	Alunita	Yeso	Jarosita	Cristobalita	Tridimita	Dolomita	Calcita	Halita	Zeolita	Therardita	Ox. e Hidróx. Mn
1	a	b	c														
2	a	c					e		d	b							f
3	f	b		a			e		c								d
4	c	b											a				
5	e	d						a					b	c			f
6	d							a					c	b			
7	c	d		f									b	a			
8	e	d						a					b	c			
9	d	b		e			b	a	c							g	f
10	c	a		b				e									d
11	c	d		b			g	a	f							h	e
12	d	e		f				a					c	b			g
13	e	c		d				a					f	b			
14	f	g		d				a	c				b	b			e
15	c	e	d	f				a	b								g
16	d		g		c		a	b	f								e
17	e	d						c	g				a	b			f
18	e		f	c			a	b	g	d							
19	d		e	c			a	b									
20							a	c	b								
21	f			c			b	d	g	a						e	
22	g			c			b	a	d	e							
23	d						f	c	g	a	b						e
24	e	u		c			g	f				b	a				
25	e	f		d				b	g			a	c				
26	e						d	c	a	b							
27	c						f	d	e	a	b						
28	c							a	b	d							
29							a	c	b							d	
30							b	c	d								a
31							a	c	b								
32							b	a	c								
33	b							a	c	d							
34							a		c	b							
35	b									a	c						
36	d						b	a									
37	e						b	a									d

ta de hábito fibroso depositado en las cavidades, mostrando distintas fases de crecimiento o bien curvatura de las fibras.

ANALISIS DE LAS MUESTRAS

El muestreo realizado cubre los afloramientos de parte del labio bajo de la falla, donde la secuencia sedimentaria se encuentra en posición subho-

rizontal, sin perturbaciones tectónicas (figuras 1 y 2) y además el sector correspondiente a la zona de falla (figuras 1 y 3). La ubicación de las muestras representativas y de otras de interés puede verse en las figuras 2 y 3 y los minerales correspondientes en el cuadro I.

El procedimiento analítico aplicado incluyó estudios con lupa binocular, microscopio petrográfico y principalmente difracción de rayos X.

Los resultados obtenidos sobre las muestras más representativas son los siguientes:

Muestra 3:

Corresponde a los términos superiores del Grupo Sarmiento. Es una chonita argilitizada de color amarillo grisáceo (5Y 8/4), masiva, compuesta por smectita, plagioclasa, jarosita, zeolita y cuarzo en orden decreciente de abundancia. Se interpretan como minerales primarios de la chonita a la plagioclasa y al cuarzo, la alteración argilítica está representada por smectita y zeolita y la jarosita corresponde a un proceso de alteración diferente. Dentro de la chonita descrita se reconocen dos tipos de cuerpos concrecionales: Concreciones elipsoidales con eje mayor vertical cuya longitud varía entre escasos cm y 1 m, de color naranja pálido (10YR 8/2) en fractura fresca, compuestas casi exclusivamente por dolomita y vestigios de cuarzo y plagioclasa (muestra 4). El otro tipo de concreciones se encuentran en el techo del Grupo Sarmiento en la zona de estudio. Son cuerpos subcilíndricos con extremos inferiores convexos, con diámetros que varían entre 1 cm y 15 cm y 1 cm a 15 cm de longitud. Poseen un núcleo (muestra 7) compuesto por calcita, dolomita, cuarzo, plagioclasa, zeolita y smectita, interpretado como material chonítico argilitizado con abundante cementación carbonática, al que se le adosan una o varias capas de 1 mm a 3 mm de yeso fibroso, las fibras son perpendiculares a los bordes (muestras 5 y 6).

Muestra 10:

Corresponde a la base de la Formación Patagonia de la zona de estudio. Es una arenisca lítica friable de color amarillo verdoso pálido (10Y 8/2) con estructuras sedimentarias mecánicas, compuesta por plagioclasa, smectita, cuarzo, zeolita y muy escaso yeso. Se presenta muy alterada a un material pulverulento de color amarillo pálido a naranja

amarillento, compuesto por yeso, plagioclasa, cuarzo, jarosita, zcolita, halita y alunita (muestras 9, 11, 15 y 16). Dentro de la arenisca lítica aparecen sectores con cementación carbonática (muestras 8, 12, 13, 14 y 17).

Muestra 20:

Corresponde al núcleo del sector mineralizado en la zona de falla. La coloración es variable, reconociéndose gris oscuro medio (N4), gris claro (N7), blanco (N9), amarillo grisáceo (5Y 8/4) y amarillo moderado (5Y 7/6). Se reconocen las mayores concentraciones de alunita (muestras 18, 19, 20, 29, 31 y 34) y en forma minoritaria se presentan bolsones irregulares en los que predomina la jarosita (muestras 22 y 32), la cristobalita (muestra 21) o el yeso (muestras 36 y 37).

Muestra 27:

Representa a la zona silicificada del sector mineralizado en la zona de falla. Es de color blanco (N9) a amarillo grisáceo (5Y 8/4), opalina, masiva, con fractura concoidea, compuesta por cristobalita, tridimita, cuarzo, jarosita y alunita (muestras 27 y 35). En partes se observan variaciones texturales, tornándose porcelanacea (muestra 23) o brechosa (muestra 26). También se observa una variedad de color gris azul claro (5B 7/1) compuesta por cristobalita, tridimita, cuarzo y dolomita (muestras 28 y 33). En corte delgado se reconocieron sombras de trizas vítreas, cuarzo secundario, abundante material opalínico recristalizado y texturas de reemplazo carbonático.

Muestra 24:

Corresponde a la cumbre del cerro "128" y se interpreta como material de la base de la Formación Patagonia incluido en la zona de falla. Es una brecha con individuos de arenisca lítica cementados por abundante carbonato, compuestos por calcita, dolomita, smectita, alunita, jarosita, cuarzo, plagioclasa y yeso (muestras 24 y 25). Se reconocieron algunas geodas silíceas.

COMPOSICION DE LA ALUNITA

De acuerdo a Parker (1962) y Hayase *et al.* (1971), existe una relación directa entre los parámetros de celda de la alunita y las proporciones de K y Na en su composición. De esta manera

Cuadro II: Constantes de celda de las alunitas expresadas en Amstrongs y sus correspondientes porcentajes relativos de K y Na.

Nº de muestra	a (Å)	b (Å)	% K	% Na
16	17.22	7.00	74	26
18	17.26	7.01	80	20
19	17.21	7.01	72	28
20	17.25	7.00	78	22
21	17.21	7.01	75	25

se calcularon los parámetros en las muestras con mayor contenido de alunita (cuadro II) y a partir de los mismos y con los gráficos de Parker (*op. cit.*) se obtuvo la composición aproximada. El promedio de los resultados de las diferentes muestras da proporciones relativas de 75 % de K y 25 % de Na, o bien una relación K:Na igual a 3:1. Esto se realizó teniendo en cuenta el parámetro c, ya que el parámetro a permanece aproximadamente constante (Parker, *op. cit.*), pero en este caso el parámetro a es algo mayor que el de las alunitas de composición teórica. Según Brophy *et al.* (1962), los valores obtenidos para el parámetro a (cuadro II) indican un reemplazo del Al por Fe en una proporción entre 5 % y 10 %.

EDAD DE LA MINERALIZACION

Malumián (1977), sobre la base del estudio micropaleontológico, limita el "Juliense" y "Leonense" (en el sentido de Feruglio, 1950) al Oligoceno (60 Ma). Las fracturas en el área de estudio son post "Leonenses" y por ende también lo es la mineralización asociada.

ZONACION

En la figura 4 se presenta una reconstrucción esquemática para tiempos previos a la erosión que desarrolló la actual superficie topográfica, además se hace una primera aproximación a la geometría de la zonación aunque probablemente existan zonaciones interferidas (Hall y Bauer, 1983) que complicarían el gráfico. La zona central del depósito muestra características de vena en el sentido de Hall (1978), su núcleo presenta una importante alunización (figura 4, A) y los laterales se ven afectados por abundante silicificación (figura 4, S). En

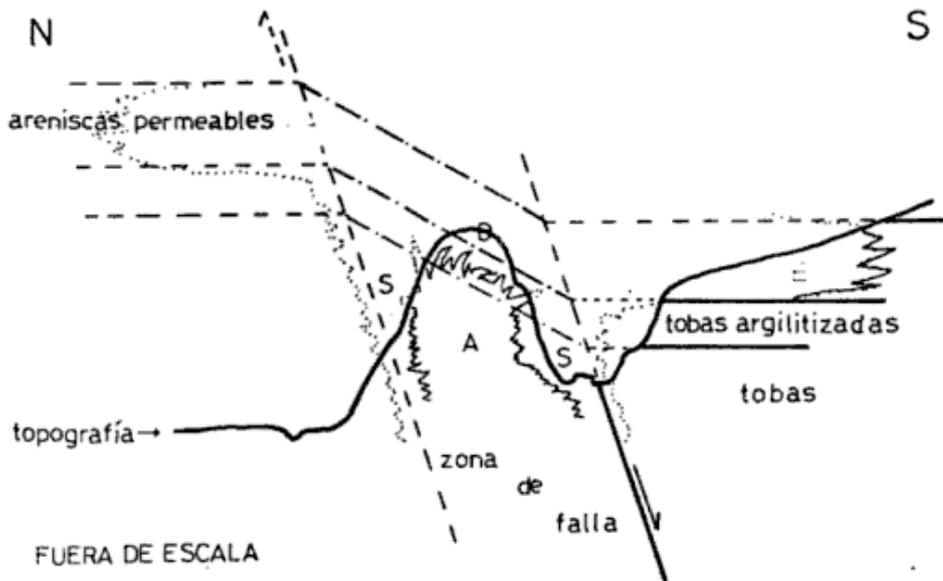


Figura 4: Esquema interpretativo de las condiciones previas a la erosión y zonación idealizada. Trazo continuo: datos seguros. Trazo discontinuo: datos inferidos.

ambos casos, los individuos reconocibles de la brecha de falla que aloja la mineralización, corresponden a individuos principalmente de areniscas, tiene participación predominante de carbonatos (figura 4, D). Las areniscas permeables de la base de la Formación Patagonia favorecen la formación de nódulos, concreciones y pequeñas venas de carbonatos y sulfatos, aquí la silicificación se halla prácticamente ausente (figura 4, E).

CONSIDERACIONES GENÉTICAS

Como consideraciones genéticas generales, se señala que la alunita puede producirse a partir de aguas meteóricas acidificadas o bien por hidrotermalismo y acción solfatárica (Hayase *et al.*, 1971). Estos autores descartan la primera posibilidad al no encontrar en inmediaciones de su zona de estudio, concentraciones de sulfuros suficientes que proporcionen la acidez necesaria para la generación de alunita. Se encontró igual restricción, ya que si bien se han detectado a través de perforaciones petroleras algunos sulfuros (principalmente pirita) como cemento, resulta extremadamente difícil que éstos hallan entrado en contacto con la tabla de aguas freáticas. Aunque la presencia de alunita en relación a cristobalita y jarosita hacen pensar en la participación de soluciones calientes, el hidrotermalismo y la actividad solfatárica vincu-

lados a fenómenos plutónicos, volcánicos, subvolcánicos y/o hipabisales posteriores al Oligoceno (véase Edad de la Mineralización), no está de acuerdo con el esquema geológico del área. Se hace notar también que la cristobalita y tridimita pueden formarse por recristalización del ópalo (Palache *et al.*, 1955; Sudo, 1962; Hayase *et al.*, *op. cit.*), que la jarosita es también un conocido mineral supergénico y que a diferencia de los yacimientos descritos por Hayase *et al.*, *op. cit.*, no se registran minerales característicos como pirofilita, caolinita o dickita.

Por lo previamente expuesto, es dificultoso incluir en los esquemas genéticos existentes (Hall, 1978; Hall y Bauer, 1983) al depósito tratado. Esto lleva a proponer otra posibilidad que es presentada a manera de hipótesis de trabajo. Con los siguientes elementos: presencia de H_2S y SO en los hidrocarburos del subsuelo vinculados a la falla "C", que dicha falla es una vía semipermeable que conecta los reservorios con la superficie y los minerales de las chonitas del Grupo Sarmiento que pueden proveer el K, Na y Al necesarios para la formación de la alunita, se piensa en la posibilidad de que la génesis de la alunita se vincule estrechamente con la presencia de hidrocarburos en el subsuelo. Las aguas meteóricas oxidarían el H_2S y el SO , esto daría lugar a la formación de H_2SO_4 que actuaría como agente de alteración y lixiviación de

las chonitas, se formaría la alunita y la sílice liberada produciría la opalización. Por recristalización del ópalo se formaría la cristobalita, tridimita y cuarzo secundario. La formación de depósitos de SO vinculados a la existencia de hidrocarburos es un proceso conocido (Ruckmick *et al.*, 1979). Por otro lado, los hidrocarburos que se extraen en la comarca registran tenores de H₂S. No se descarta la participación bacteriana en el proceso (Ruckmick *et al.*, *op. cit.*; Hall y Bauer, *op. cit.*).

Por lo mencionado anteriormente, la alunita se encuentra asociada a cristobalita, tridimita, cuarzo secundario y jarosita. La alteración carbonática es posterior ya que afecta a los minerales silíceos. El yeso y la thenardita son minerales secundarios probablemente producidos por la meteorización de la alunita y la jarosita. Estos minerales se presentan rellenando cavidades aún muy recientes. Es dable destacar que a 41 km al sur de la ciudad de Comodoro Rivadavia existe un importante depósito de sulfato de sodio de interés económico (Salina Fátima) cuya génesis se ha relacionado con el agua de mar (Bernasconi y Cangioni, 1984); con los nuevos datos manejados, sería importante reevaluar esta relación.

Es probable que hallan existido varios pulsos de mineralización asociados a las diferentes reactivaciones de la falla principal.

COMENTARIOS

La relación hallada entre la mineralización y el entorno geológico-estructural, abren importantes posibilidades para la prospección de alunita en la región. Cabe mencionar que vinculadas a importantes fallas del sector oriental de la Cuenca del Golfo San Jorge, se ha detectado la presencia de manifestaciones semejantes a la descrita. Tal es el caso de las fallas "A", "B" y I-I (Feruglio, 1950).

De comprobarse la relación genética entre los procesos de alunitización y un fallamiento que afecte depósitos de hidrocarburos en el subsuelo, la alunita podría utilizarse como mineral orientativo en la prospección petrolera.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

En el sector oriental de la Cuenca del Golfo San Jorge, en las inmediaciones de la ciudad de Comodoro Rivadavia, se han halla-

do manifestaciones de alunita en relación directa a la falla "C", que afecta a los términos superiores del Grupo Sarmiento y base de la Formación Patagonia.

En el depósito se reconoce una zonación tanto lateral como vertical, posee un núcleo alunitizado, laterales silicificados y cúpula con participación carbonática.

Asociados genéticamente a la alunita se encuentran cristobalita, tridimita, cuarzo secundario y jarosita. La thenardita y el yeso son posteriores. La principal argilitización es previa a la deposición de la Formación Patagonia y, por lo tanto, a la formación de los sulfatos.

La alunita hallada contiene proporciones relativas de 75 % de K y 25 % de Na y manifiesta un reemplazo de Al por Fe en proporciones entre un 5 % y un 10 %.

El proceso de mineralización se produjo dentro de los últimos 60 Ma.

Se estiman poco probables los orígenes de la alunita como producto de aguas meteóricas acidificadas por alteración de minerales sulfurosos o de soluciones hidrotermales o solfatáricas. Como alternativa se propone una génesis relacionada a la presencia de hidrocarburos en el subsuelo.

Este dato amplía el área cubierta con manifestaciones de alunita hasta el sector central de la cuenca sedimentaria del Golfo San Jorge, antes restringida a los sectores marginales de dicha cuenca (Hayase *et al.*, 1971; Camacho, 1979).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R. R., M. M. MAZZONI y L. A. SPALLETI, 1977. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (1): 85-103, Buenos Aires.
- BERNASCONI, O. H. y G. H. CANGIOLI, 1984. Importancia económica de los depósitos de sulfato de sodio de la provincia de Santa Cruz y su

- implicancia nacional. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, V: 369-380, Buenos Aires.
- BRACACCINI, O. I., 1945. El factor estructural en las acumulaciones petrolíferas del país. Bol. Inf. Petrol., XXII: 247, Buenos Aires.
- BROPHY, G. P., E. S. SCOTT y R. A. SNELGROVE, 1962. Sulfate studies II. Solid solution between alunite and jarosite. Am. Min., 47: 112-126.
- CAMACHO, H. H., 1979. Descripción geológica de la Hoja 47h-48g, provincia del Chubut. Bol. Nac. Geol. Min., 153, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1930. Observaciones acerca de un trabajo del ingeniero Serghiescu sobre la región petrolífera de Comodoro Rivadavia. Bol. Inf. Petrol., VII, Buenos Aires.
- _____, 1932. Origine delle depressioni chiuse della regione del Golfo di San Giorgio (Patagonia). Mem. Geol. e Geogr. di Giotto Dainicelli (Inst. Geol. Univ. Firenze), II: 153-233, Firenze.
- _____, 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Y.P.F., II-III, Buenos Aires.
- FOSSA MANCINI, E., 1935. Las fallas de Comodoro Rivadavia en los estratos petrolíferos y en los afloramientos. Bol. Inf. Petrol., XII (136): 65-95, Buenos Aires.
- HALL, R. B., 1978. World aluminium nonbauxite resources-alunite. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1076-A.
- _____, y C. W. BAUER, 1983. Alunite. Industrial Minerals and Rocks. Ed. S. J. Lefond. John Wiley and Sons, 5th Ed.
- HAYASE, K., O. SCHINCORIOL y P. MAIZA, 1971. Ocurrencia de alunite en cinco yacimientos de caolín en Patagonia: Mina Equivocada, Mina Loma Blanca, Mina Estrella Gaucha, Mina Gato y Camarones, República Argentina. Asoc. Arg. Min., Petrol. y Sed., Rev., II (3-4): 49-72, Buenos Aires.
- LEIHOLD, C., 1933. Estudios técnicos efectuados para averiguar la procedencia y el avance de las aguas en las capas petrolíferas del yacimiento fiscal de Comodoro Rivadavia. Bol. Inf. Petrol., X: 185-212, Buenos Aires.
- _____, 1934. La técnica del subsuelo del campamento central de Comodoro Rivadavia. Bol. Inf. Petrol., XI: 71-73, Buenos Aires.
- MALUMIAN, N., 1977. Informe micropaleontológico sobre muestras de la Formación Patagonia. Plan Fosforita. Serv. Geol. Nac., (inéd.), Buenos Aires.
- MALVICINI, L. y M. E. SAULNIER, 1979. Texturas de depósitos minerales. Asoc. Geol. Arg., Serie Didáctica, 3, Buenos Aires.
- PALACHE, C., H. BERMAN y C. FRONDEL, 1955. The System of Mineralogy. Vol. III, John Wiley and Sons.
- PARKER, R. L., 1962. Isomorphous substitution in natural and synthetic alunite. Am. Min., 47: 127-136.
- RUCKMICK, J. C., B. H. WIMBERLY y A. F. EDWARDS, 1979. Clasificación and Genesis of biogenic sulfur deposits. Econ. Geol., 74: 469-474.
- SCHILLER, W., 1925. Estratigrafía, tectónica y petróleo de Comodoro Rivadavia (Chubut). An. Mus. La Plata, II: 11-56, La Plata.
- STIPANICIC, P. N. y E. J. METHOL, 1972. Macizo de Somuncurá. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., 581-606, Córdoba.
- SUDO, M. S., 1962. Trydimite (low form) in some opal of New México. Am. Min., 47: 1453-1455.
- WICHMANN, R., 1921. Estudio geológico de la zona de reserva de la explotación nacional de petróleo en Comodoro Rivadavia (Terr. Nac. del Chubut). An. Mus. La Plata, XXV (B), La Plata.
- WINDHAUSEN, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo San Jorge. Informe sobre reconocimientos efectuados en los años 1919-23. An. Mus. La Plata, XXVII: 167-320, La Plata.

Recibido: 25 de marzo, 1987

Aceptado: 19 de abril, 1989

CARLOS BEROS

Universidad Nacional de la Patagonia
"San Juan Bosco"
Km 4
9000 Comodoro Rivadavia

CARLOS E. BARBOSA

Universidad de Buenos Aires
Departamento Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria - Pabellón II
1428 Capital Federal

TANTALATOS Y OTROS MINERALES DETRITICOS CON INTERES ECONOMICO EN EL ALUVION AURIFERO DE CAÑADA HONDA, SAN LUIS

Eduardo A. Rossello y Carlos E. Barbosa

RESUMEN

Se describen dentro del aluvión aurífero y monacítico del río Cañada Honda, provincia de San Luis, nuevas especies detríticas pesadas de minerales tantalíferos: tapiolita, tantalita y columbita-tantalita, asociadas entre otras a almandino, xenotima, senaíta, ilmenita, zircón y magnetita advirtiéndose el incremento en el potencial económico que las mismas significan.

Además se proponen agrupar a los aluviones portadores de la mineralización en dos tipos: de primera generación o fósil y de segunda generación o lecho vivo.

ABSTRACT

Tapiolite, tantalite and columbite-tantalite are described in the heavy fraction of the auriferous and monacitic alluvium of Cañada Honda river, San Luis province. Related minerals are almandine, xenotime, senaite, ilmenite, zircon and magnetite. Tantalium minerals presence increases the economic perspectives of the region.

Two types mineralized alluviums are proposed: fossil and actual.

INTRODUCCION

El aluvión aurífero de Cañada Honda estudiado se localiza dentro del Partido de Carolina, en el departamento Pringles de la provincia de San Luis, a unos 80 km al noreste de la ciudad de San Luis, desde la que se accede por las Rutas Provinciales N° 9 y 10 (figura 1).

Desde mucho tiempo atrás, los aluviones del río Cañada Honda atrajeron el interés de numerosos empresarios mineros e investigadores (Bassi, 1948; Angelelli *et al.*, 1983) debido a su contenido aurífero. A partir de 1952, con el hallazgo de monacita por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Luce-ro Michaut, 1960) se agregaron nuevos incentivos económicos. Recientemente, durante el estudio de su fracción pesada, se tuvo la oportunidad de agregar otras especies poco frecuentes pero con interés económico: *tapiolita* (que constituye la primera mención en el país en depósitos detríticos) y *tan-*

talita-columbita. Además, se reseñan las características mineralógicas distintivas en este depósito de monacita, ilmenita, scheelita, magnetita, granates, probablemente xenotima y zircón; estimándose en algunos casos sus contenidos relativos.

La presencia de tantalatos incrementa notablemente las de por sí interesantes perspectivas económicas que exhiben los aluviones auríferos considerados.

MARCO GEOLOGICO

Los minerales detríticos estudiados se localizan dentro de sedimentos esencialmente aluvionales y escasamente consolidados por "caliches" ferruginosos que rellenan cauces labrados en el basamento precámbrico-copalcozoico, típico de las Sierras Pampeanas.

Además, se encuentra lateralmente en la carpeta detrítica eluvial que tapiza con espesores muy variables las porciones deprimidas de la comarca.

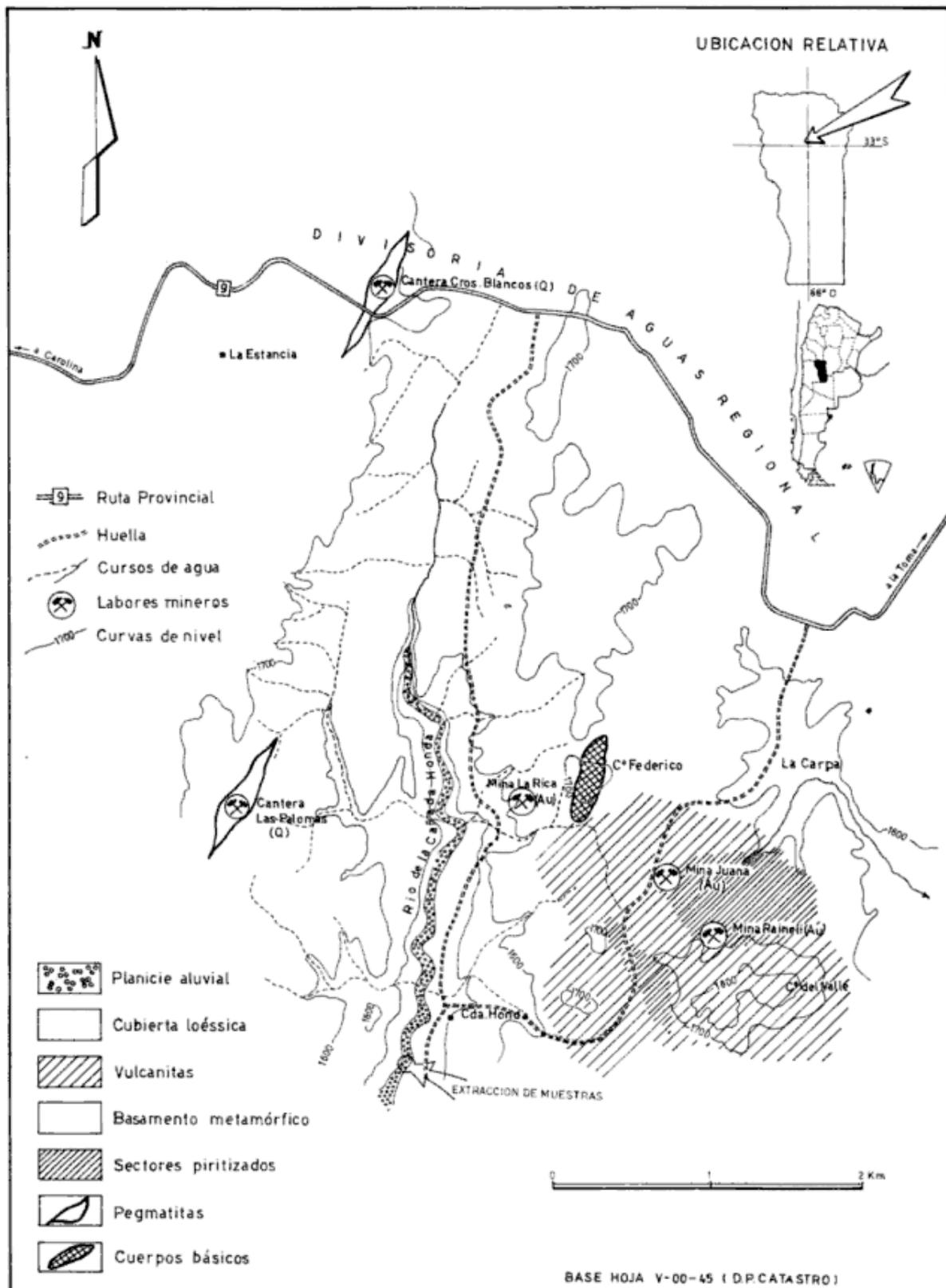


Figura 1: Mapa de ubicación y bosquejo geológico.

El basamento de la comarca de Cañada Honda es esencialmente metamórfico (Pastore y González, 1954) y caracterizado, según Kilmurray y Villar (1981), por rocas de la "zona de gneises", es decir gneises granatíferos bandeados con rumbo general submeridional con grados metamórficos correspondientes a anfibolitas almandínicas y con evidentes signos de pegmatización ácida sin a postectónica, a tal punto que llegan a desarrollar importantes cuerpos como los de Cerritos Blancos y Las Palomas (figura 1). También, aparecen cuerpos básicos menores que pueden alinearse dentro de la "Faja de Complejos Ultramáficos zonales" (Kilmurray y Villar, *op. cit.*) de gran extensión en la provincia de San Luis.

Durante el Terciario superior se intruyeron las traquitas y traquiandesitas que constituyen los Cerros del Valle, Tomolasta, Los Mellizos, Porongo, etc. (Llambías y Brogioni, 1981) y que se emplazan en las cercanías de la comarca de Cañada Honda.

En algunos sectores de estas rocas se han hallado sulfuros auríferos diseminados asociados a sectores con alteración hidrotermal (Rossello y García, 1983).

El material aluvional portador de la mineralización detrítica está constituido por una grava del orden del metro de potencia e integrada granulométricamente por 35 % de bloques y 25 % de guijarros esencialmente metamórficos (esquistos, gneises, etc.) y volcánicos subordinados. Sus formas son aproximadamente equidimensionales, en general subangulosos, y en algunos casos llegan a sobrepasar el metro cúbico de volumen. La matriz (27 %) es arenosa con partículas limo-arcillosas muy subordinadas (3 %) que recubren a las anteriores, ocupan intersticios o bien constituyen "panes" de tamaño del orden del decímetro. Los minerales pesados liberados aparecen entre las fracciones menores a 1,41 mm con un máximo entornando 0,5 mm. La edad de estos aluviones estaría acotada, según los ordenamientos estratigráficos de Pascual y Bondesio (1981) entre el Pleistoceno superior y el Holoceno. Posteriormente, una importante capa loésica con desarrollo edáfico

co los sepulta en lugares deprimidos, aunque por efectos de la erosión actual ésta presenta abruptas barrancas de hasta 14 m, permitiendo su exposición parcial.

Finalmente, sedimentos aluvionales que constituyen el lecho vivo del río Cañada Honda, se disponen con potencias variables (0 a 2 m) integrando la planicie aluvial actual de 20 m de ancho, en promedio.

La disposición submeridional de la foliación y clivaje del basamento metamórfico, regionalmente constante, constituye un factor importante en el control de la deposición sedimentaria al actuar como *riffles* naturales cuando el cauce se orienta transversalmente.

MINERALES DETRITICOS

Tratamiento de las muestras

Las muestras fueron extraídas de excavaciones mecánicas y manuales practicadas a cielo abierto sobre materiales aluvionales fósiles (llampo) sin cementar, cubierto por loess y debajo o arriba del nivel freático actual.

En el laboratorio estas muestras se pesaron, secaron y tamizaron según técnicas habituales, con tamices normalizados granulométricamente con la clasificación de Udden, modificada por Wentworth (1922).

Los tamaños mayores a 16 mm fueron medidos con calibre, y los menores a 0,062 mm fueron analizados mineralógicamente con difracción de rayos X de la misma manera que la composición de la fracción arcilla menor a 2 micrones. En estas últimas fracciones se estudió también la presencia de oro, siguiendo técnicas de agitación en húmedo con mercurio (García y Llambías, 1986).

A las fracciones comprendidas entre 1,41 mm y 0,062 mm se les separaron manualmente mediante imán los granos magnéticos y luego gravimétricamente los pesados con bromoformo. Finalmente las fracciones fueron estudiadas bajo lupa binocular para realizar un conteo estimativo de las distintas especies, muchas de las cuales pudieron ser

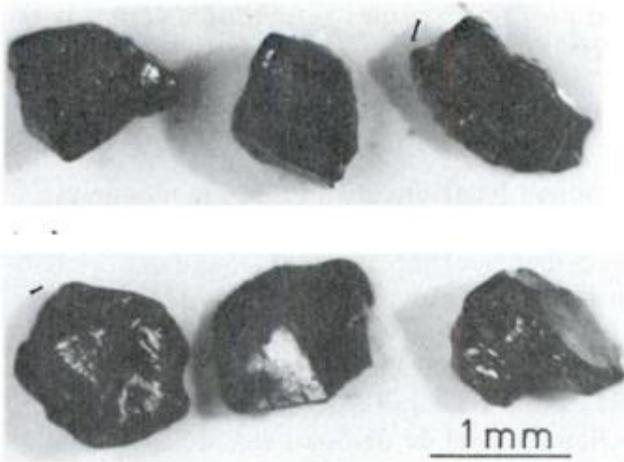


Foto 1: Individuos de tapiolita.

identificadas a grano suelto (en inmersión con nitrobenzeno) y algunas con difracción de rayos X. La presencia de algunos elementos críticos fue comprobada con técnicas microquímicas por vía húmeda, microsonda electrónica dispersiva en longitudes de onda y en el microscopio electrónico de barrido con la microsonda electrónica dispersiva en energía.

Especies minerales determinadas

Tapiolita

Según Angelelli *et al.* (1983) la tapiolita es un mineral de escasa ocurrencia en el país, habiendo sido determinado por primera vez por Arcidiacono (1974), en muestras procedentes de la pegmatita La Viquita, en el Cerro Cantera de Cuarzo de la Sierra de la Estanzuela (departamento Chacabuco, San Luis). Casi simultáneamente, Vistalli (1973) halló cristales tabulares de 0,5 a 1 cm de tapiolita en la zona intermedia de la pegmatita Pancho (departamento Junín, San Luis), asociada íntimamente con agregados de microlita que identificó por difracción de rayos X, constituyéndose en la segunda mención bibliográfica argentina de tapiolita y primera de microlita. Galliski (1981), también en Angelelli *et al.* (*op. cit.*), menciona la existencia de tapiolita en la pegmatita Santa Elena, distrito El Quemado (departa-

mentos Cachi y La Poma, Salta), hallando un cristal bien desarrollado de 1 cm de diámetro identificado por difracción de rayos X; y también como inclusiones irregulares y redondeadas en cortes pulidos en la tantalita de Santa Elena y en la niobita de pegmatitas de Tres Tetras (en el área del citado distrito).

La tapiolita del río Cañada Honda se constituiría en el primer hallazgo aluvional en nuestro país y se halla presente con tamaños entre 1,5 mm y 0,074 mm, predominando los de 0,5000 a 0,177 mm. Se caracteriza por poseer hábito prismático corto a equidimensional, principalmente con fractura subconcoidea, de color negro puro, brillo subadamantino a submetálico. Generalmente está fresca, aunque a veces posee escasas pátinas superficiales de color castaño (foto 1). Mediante el uso de la lupa binocular se obtuvieron concentrados puros de este mineral que fueron analizados por difracción de rayos X, obteniéndose espaciados e intensidades coincidentes con aquellos de la ficha ASTM 23-1124 (tapiolita). Análisis químicos efectuados con la microsonda electrónica dispersiva en energía señalaron que está compuesta principalmente por tantalio e hierro, lo que caracteriza a una tapiolita tantalífera prácticamente pura de fórmula $FeTa_2O_6$. Análisis más precisos realizados con la microsonda electrónica dispersiva en longitudes de onda arrojaron los valores del cuadro I, pudiendo comprobarse la gran homogeneidad composicional entre los diferentes individuos. Con los barridos de la sonda electrónica se pudo comprobar esta gran homogeneidad composicional también dentro de cada individuo analizado.

Cuadro I: Composición química de tapiolitas por microsonda electrónica, expresada en % en peso.

	Ta	Nb	Fe	Mn	Ti
1	76,46	2,67	10,02	0,68	0,36
2	75,96	2,64	9,93	0,71	0,39
3	77,02	2,60	10,04	0,65	0,33

Tantalita-Columbita

Según Angelelli *et al.* (1983), estos minerales están muy difundidos en el país, en especial en pegmatitas relacionadas con intrusiones graníticas de las Sierras de Córdoba y San Luis; en éstas mencionan que fueron descubiertos en el año 1931 por Kittl en una pegmatita de Zapallar en el departamento San Martín; posteriormente Arcidíacono (1974) los menciona en la mina "La Viquita" del Cerro Cantera de Cuarzo en el departamento Chacabuco, etc. No existen datos concretos sobre la presencia de estos minerales en aluviones del Territorio Nacional, aunque Lucero Michaut (1960) y Noya y Lucero Michaut (1981) suponen su presencia en los depósitos de la red hidrográfica del río Quinto en San Luis.

Los que se presentan en el aluvión del río Cañada Honda fueron identificados con lupa binocular y con difracción de rayos X; son individuos subangulosos que se distribuyen granulométricamente entre 0,710 mm y 0,074 mm, aunque predominan los de 0,500 mm a 0,177 mm. Se caracterizan por poseer brillo subadamantino, hábito principalmente prismático corto y tabular, comúnmente con caras estriadas, la fractura es subconcoidea a irregular y su color generalmente negro, en ocasiones negro castaño, raramente presenta pátinas castañas. Análisis químicos efectuados con la microsonda electrónica dispersiva en energía permitieron identificar a tantalita y a columbo-tantalita, predominando cuantitativamente la primera. La tantalita posee una relación aproximada de Nb/Ta equivalente a 1/8 y la columbo-tantalita 2/1, los cationes son Fe y

Cuadro II: Composición química estimada relativa entre elementos metálicos principales de tantalita-columbita por microsonda electrónica dispersiva en energía, en % en peso.

	Ta	Nb	Fe	Mn
Tantalita	79	11	4	6
Columbo-tantalita	35	52	7	6

Mn en proporciones semejantes (cuadro II).

Monacita

Según Angelelli *et al.* (1983) la monacita fue hallada por primera vez en el Territorio Nacional en el año 1950 dentro del material pesado de los aluviones auríferos de Cañada Honda, San Luis, y en ese mismo año la Comisión Nacional de Energía Atómica también pone de manifiesto su presencia en el relleno aluvial de diversos ríos de San Luis y Córdoba (Noya y Lucero Michaut, 1981). Fue comunicada también como mineral accesorio de pegmatitas por Villar Fabre *et al.* (1958) en la Sierra de la Huerta, departamento Valle Fértil, San Juan.

La monacita del aluvión del río Cañada Honda fue reconocida con lupa binocular, microscopio petrográfico y difracción de rayos X. Se distribuye en granos redondeados en las fracciones granulométricas comprendidas entre 0,500 mm y 0,074 mm, aunque predominan los de 0,354 mm a 0,125 mm. En general se la encuentra como individuos aproximadamente equidimensionales algo elongados (son comunes las formas ovoidales y elipsoidales) y en ocasiones presentan alguna cara cristalina heredada. El color es amarillo ámbar a amarillo verdoso pálido, el brillo vítreo a resinoso, siempre traslúcido y carente de inclusiones. Análisis químicos semicuantitativos indicaron la presencia de Ce, La y Th (cuadro III).

Cuadro III: Composición química relativa entre los elementos principales de monacita por microsonda electrónica dispersiva en energía en % en peso.

	P	Th	La	Ce
1	42	13	14	31
2	41	17	14	29

Granate

El almandino es el mineral predominante en el material pesado de todas las fraccio-

nes. Fue reconocido con lupa binocular y microscopio petrográfico. Individuos con diferentes características físicas (color, brillo, idiomorfismo, etc.) fueron analizados con difracción de rayos acusando siempre el mismo resultado. Se distribuye granulométricamente entre 1,500 mm y 0,074 mm y predomina de 0,710 a 0,250 mm. Se presenta extremadamente anguloso, en ocasiones con ángulos entrantes pronunciados, comunmente con fractura concoidea y en las fracciones menores predominan fragmentos cristalinos con formas planares. El color es rojo, rojo borravino y rosado en los individuos mayores e incoloro a rosado muy pálido en las fracciones menores, transparente a ligeramente opalino. En muy escasas ocasiones se presenta alterado y generalmente no posee inclusiones. Angelelli *et al.* (1980) comunican explotaciones de este mineral en La Arenilla (a pocos kilómetros aguas abajo).

Ilmenita

La ilmenita es una especie ubícua en sedimentos detríticos, incluso más abundante que otros minerales de hierro y está registrada en depósitos de todas las edades. En el material aluvial del río Cañada Honda fue reconocida con lupa binocular y con difracción de rayos X. Se presenta como agregados finos a gruesos irregulares, de color negro a negro grisáceo, en ocasiones con pátinas verdosas a blanquecinas y exsoluciones vermiformes de magnetita. Con la microsonda electrónica dispersiva en energía se determinaron TiO_2 y FeO , predominando ligeramente el primero de los mencionados.

Magnetita

Se la concentró manualmente con imán y se la reconoció con la lupa binocular. Se distribuye granulométricamente entre 0,710 mm y 0,074 mm predominando de 0,500 a 0,125 mm. Su abundancia alcanza al 0,04 % por lo que hay que considerarla escasa. Se presenta con color negro, en ocasiones negro grisáceo y generalmente en individuos

aproximadamente equidimensionales y angulosos, con escasa alteración.

Otros minerales

En la fracción pesada con densidad aproximada mayor de $2,8 \text{ gr/cm}^3$ se determinó, además, biotita subredondeada a angulosa en general muy poco alterada, anfíbol, turmalina y escasas a muy escasas proporciones de sillimanita, epidoto, andalucita, zircón, xenotima, pirita, limonitas y apatita. En las fracciones entre 0,177 mm y 0,074 mm se determinó por difracción de rayos X, senaíta- TiO_3 (Fe, Mn, Pb)-, ficha ASTM 20-1048 que se constituye de esta manera en la primera mención del mismo en el Territorio Nacional. El material liviano está compuesto por cuarzo, feldespatos potásicos y calcosódicos, moscovita, grafito y el material arcilloso por illita, caolín y escasa smectita. La presencia ambigua de los minerales micáceos en las fracciones pesadas y livianas se debe a su comportamiento hidrodinámico y a que si bien su densidad varía de $2,77$ a $3,00 \text{ gr/cm}^3$, los mismos pueden tener inclusiones de otros minerales más pesados (zircón, rutilo, etc.).

CONSIDERACIONES GENÉTICAS

Desde el punto de vista temporal y ambiental se pueden reconocer dos generaciones de aluviones portadores de minerales económicos.

Placeres de primera generación o fósil ("llampo")

Con la denominación del epígrafe se propone agrupar a los materiales aluvionales dispuestos inmediatamente por encima del basamento y por debajo de la carpeta loésica y con escasos sectores aglutinados por concreciones calcáreas ferruginosas castañas y negras ("caliche"). Dentro de estos aluviones suelen hallarse restos vegetales fosilizados (gramíneas, briofitas, etc.). Estos materiales, conocidos desde antaño como "llampo", son los portadores más impor-

tantes de los contenidos auríferos, monacíticos y tantalíferos.

Según Smirnov (1982), se los puede clasificar como depósitos de placeres aluviales, cuaternarios jóvenes, sepultados por sedimentos loésicos. Por su forma, son simples y constituidos por un horizonte mineralizado con forma acintada, muy irregular en anchos (5 a 30 m) y largos (10 a 100 m). En cambio, son complejos por la variedad de sus minerales valiosos (tantalatos, oro, monacita, granates, etc.). El lecho (*bedrock* o "plan" para los lugareños) es original (rocas metamórficas) y de tipo ondulado con sectores a menor escala acostillados. Raramente se observan otros niveles mineralizados colgados intercalados en la secuencia que rellena los valles con lechos falsos de composición psamítica.

Hacia los flancos, los depósitos aluviales pierden gradualmente sus características texturales hasta que se hacen cluviales, identificándose entre ambos una zona de transición o de depósitos proluviales.

Los minerales económicos se distribuyen dentro de camadas pséfitas de hasta 1 m dispuestas inmediatamente sobre el basamento y a veces dentro de fisuras y grietas constituyendo un estricto yacimiento de placer que presenta una distribución más o menos uniforme de los minerales económicos dentro de un estrato irregular.

Placeres de segunda generación o actual ("lecho vivo")

Como producto de la erosión de los anteriores aluviones y por el aporte del resto de las rocas que integran la cuenca de drenaje se forman acumulaciones de segunda generación que integran la planicie aluvial viva del río Cañada Honda, y por lo tanto durante las épocas de crecientes (estío) observan frecuentes modificaciones geométricas por el tránsito aguas abajo de sus componentes. Éstos se pueden clasificar según Smirnov (*op. cit.*) como depósitos de placeres aluviales de cauce. Poseen los mismos minerales detríticos aunque en menores proporciones por contaminación con el material más mo-

derno loésico que rellena los valles, pero su distribución es más uniforme, no presentan sobrecarga y sus volúmenes son mayores. A lo largo de su diseño elongado, semejante a una cinta, los sectores más mineralizados presentan muchas variaciones tanto en anchos como en potencias, al extremo de desaparecer por tramos, cuando aflora el basamento.

CONCLUSIONES

Los aluviones portadores de mineralización económica en el río Cañada Honda de la provincia de San Luis son de dos tipos genéticos: uno de primera generación o fósil de edad cuaternaria joven y sepultado por sedimentos loésicos y otro, más reciente, que resulta de la erosión de los anteriores y que integra la planicie aluvial actual del río.

En estos aluviones auríferos y monacíticos se determinó por primera vez la presencia de tapiolita, tantalita y columbo-tantalina, en tamaños menores a 1,41 mm, asociados a una fracción pesada de biotita, anfíbol, turmalina, sillimanita, epidoto, andalucita, zircón, xenotima, pirita, limonitas, apatita, senaíta, almandino, ilmenita y magnetita y a una fracción liviana de cuarzo, feldespatos, moscovita, grafito, illita, caolín y smectita.

La presencia de los minerales de tantalio (tapiolita, tantalita y columbita-tantalita), mejora notablemente las perspectivas económicas de estos placeres, tradicionalmente auríferos y monacíticos.

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar constancia del agradecimiento al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico y al INTI por las determinaciones con la microsonda electrónica dispersiva en energía, a la Comisión Nacional de Energía Atómica, en especial al ingeniero Tulio Palacios, por las de-

terminaciones con la microsonda electrónica dispersiva en longitudes de onda. Se agradecen al doctor Horacio Llambías las determinaciones químicas y al doctor Héctor García la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANGELELLI, V., M. KRONEGOLD de BRODTKORB, C. E. GORDILLO y H. D. GAY, 1983. Las especies minerales de la República Argentina. Subsec. Est. Min., 1-528, Buenos Aires.
- _____, I. SCHALAMUK y R. FERNANDEZ, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Sec. Est. Min., An., XIX, 1-161, Buenos Aires.
- ARCIDIACONO, E. C., 1974. Contribución al conocimiento de columbitas-tantalitas de las provincias de Córdoba y San Luis. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX (2): 171-184.
- BASSI, H. L., 1948. Los aluviones auríferos de la zona "La Carolina-Río de La Carpa" (provincia de San Luis). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, III (1): 5-53.
- GALLISKI, M. A., 1981. Estructura, mineralogía y génesis de las pegmatitas del Quemado, Salta, República Argentina. *Fac. Cs. Ex. y Nat. Córdoba, Tesis*, (inéd.), Córdoba.
- GARCIA, H. y H. LLAMBIAS, 1986. Amalgamación en la Exploración de oro aluvional. *Asoc. Geol. Econ., Rev.*, IV (4): 21-22, Buenos Aires.
- KILMURRAY, J. O. y L. M. VILLAR, 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. VIIIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, 33-54, San Luis.
- KITTL, E., 1931. Tantalita de Quines, provincia de San Luis. *Mus. Nac. Ins. Cienc. Nat., An.*, 335-342, Buenos Aires.
- LUCERO MICHAUT, H. N., 1960. Los aluviones monacíticos de los Ríos Cañada Honda y Quinto, provincia de San Luis, departamento Pringles, delegación Centro. CNEA, (inéd.), Córdoba y Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. J. y N. BROGIONI, 1981. Magmatismo Mesozoico y Cenozoico. VIIIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, 101-115, San Luis.
- NOYA, J. M. A., y H. N. LUCERO MICHAUT, 1981. Recursos Minerales Nucleares. VIIIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, 287-300, San Luis.
- PASCUAL, R. y P. BONDESIO, 1981. Sedimentitas Cenozoicas. VIIIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, 117-154, San Luis.
- PASTORE, F. y R. R. GONZALEZ, 1954. Descripción Geológica de la Hoja 23g, San Francisco, provincia de San Luis. Sec. Est. Min., Buenos Aires.
- ROSSELLO, E. A. y H. H. GARCIA, 1983. Geología de la comarca del Cerro del Valle y sus manifestaciones auríferas adyacentes, departamento Pringles, San Luis. IIº Congr. Nac. Geol. Econ., Actas, II, 617-630, San Juan.
- SMIRNOV, V. I., 1982. *Geology of Mineral deposits*. Mir Publishers, Moscú.
- VILLAR FABRE, J. F., A. M. O. SANTOMERO y H. N. LUCERO, 1958. Los minerales de torio en la Argentina. *Com. Nac. Energ. Atóm.*, (inéd.), Buenos Aires.
- VISTALLI, M. C., 1973. Estudio de la pegmatita Pancho. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. Final de Lic., 1-80, (inéd.), Buenos Aires.
- WENTHWORTH, C. K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Jour. of Geol.*, 30: 377-391.

Recibido: 3 de abril, 1987
Aceptado: 12 de julio, 1988

EDUARDO A. ROSSELLO

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

CARLOS A. BARBOSA

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

ALTERACION CAOLINITICO-ESMECTITICA EN SIERRA LA BARROSA, BALCARCE, BUENOS AIRES

Elda Di Paola

RESUMEN

En el presente trabajo se analiza la composición litológica, mineralógica y química del frente de alteración, de 2,5 km de largo, que se extiende en la pendiente occidental de la Sierra La Barrosa, en el partido de Balcarce, provincia de Buenos Aires, figura 1, A y B.

La alteración es de carácter arcilloso, habiéndose desarrollado sobre rocas del basamento cristalino, granitoides y gneises biotíticos. Sobre la base de la composición petrográfica y mineralógica se detectó una amplia zona esmectítica que incluye una subzona brechosa, dos zonas intercaladas caoliniticas y una subzona en el contacto entre el basamento y las cuarcitas, constituida por caolinita y un interestratificado de illita-montmorillonita.

Se considera que tanto la naturaleza mineralógica de la alteración como su diseño corresponden al producto de la circulación de fluidos hidrotermales, siendo la paragénesis del tipo montmorillonita-caolinita-alofano.

La circulación de aguas meteóricas por diaclasas, fisuras y otras zonas permeables, podría haber producido la formación de un interestratificado 10Å/14Å, el desarrollo de caolinita en acordeón y vermiforme, y de capas de esmectita alrededor de bloques de granitoide diaclasado.

ABSTRACT

Petrographic, mineralogic and chemical composition of a clay alteration front in sierra La Barrosa, Buenos Aires, Argentina, is described in the present study.

Clay alteration has developed on granitoids, biotitic gneisses and associated rocks of the Precambrian basement, producing a broad smectitic zone with a brecciated subzone and two kaolinitic zones intercalated.

A kaolinitic with a mixed layer illite-montmorillonite subzone has been detected in the southern kaolinitic zone, in an old quarry, where the contact between basement rocks and quartzites is exposed.

Both composition and alteration patterns are considered to be hydrothermal in origin. The action of meteoric waters may have enhanced kaolinization and the neof ormation of both a new generation of smectite clay around granitoids boulders and a mixed-layer illite-montmorillonite in dissolution pores.

INTRODUCCION

Esta contribución tiene como propósito la caracterización petrográfica y mineralógica del frente de alteración desarrollado en rocas del basamento cristalino de la sierra La Barrosa, con la finalidad de obtener elementos de juicio sobre su génesis.

Las serranías que forman las Sierras Septentrionales en el distrito de Balcarce, provincia de Buenos Aires, configuran un paisaje de elevaciones elongadas de poca altura (hasta 350 m) y de escarpas alineadas, constituyendo un conjunto de elementos estructurales lineales, algunos de ellos relacionados con fallas visibles en el campo,

predominando los rumbos norte-sur y N50°E.

La sierra La Barrosa es una unidad morfoestructural ubicada en el extremo suroccidental de las Sierras Septentrionales, cuyo núcleo está constituido por rocas del basamento cristalino precámbrico, sobre el que yacen sedimentitas cuarcíticas con escasas intercalaciones pelíticas, de la Formación La Tinta (o sus homólogas) de edad precámbrico-eopaleozoica (?). La sierra presenta forma aproximada de una punta de flecha con el extremo agudo hacia el norte, seccionada en su parte media inferior por un arroyo estacional, (figura 1A). Geomorfológicamente presenta superficies chatas, debido al control ejercido por los estratos

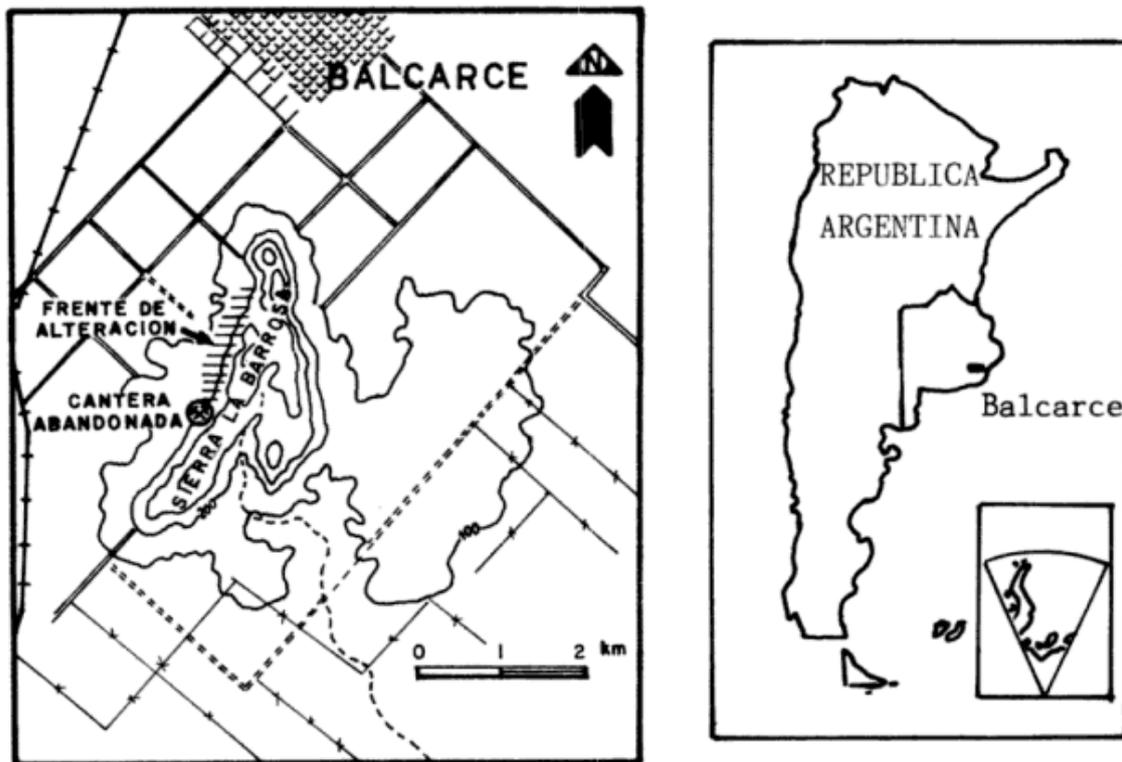


Figura 1: A: Sierra La Barrosa. Ubicación del frente de alteración y de la cantera abandonada. B: Mapa de referencia.

cuarcíticos, subhorizontales. Las laderas están cubiertas por depósitos discontinuos, de piedemonte, de edad Cenozoica. Tanto la serie cuarcítica como las rocas cristalinas se encuentran afectadas por juegos de diaclasas verticales y horizontales.

La alteración arcillosa objeto del estudio aflora parcialmente en la ladera occidental de la sierra, a lo largo de aproximadamente 2,5 km, con un espesor vertical visible de 8-14 m, extendiéndose hacia el sur, por debajo de la cubierta vegetal. La exposición más austral de la alteración, se encuentra en una cantera abandonada en medio del bosque que cubre ese extremo de la sierra, (figura 2).

En la zona de estudio se asienta el Autódromo Juan Manuel Fangio, pudiendo ser observada la alteración en los afloramientos que lo circundan.

La roca alterada se distingue por sus tonalidades castaño-amarillentas, parcialmente blanquecinas y por su naturaleza friable, lo que provoca algunos desmoronamientos naturales y continuas roturas de la capa asfáltica del Autódromo por la acción de las corrientes superficiales.

Este frente arcilloso fue mencionado por primera vez en la literatura geológica en 1974, por Di Paola y Marchese, quienes lo describieron brevemente. Posteriormente, Di Paola *et al.*, presentaron una Comunicación al respecto (1986).

Para llevar a cabo el trabajo propuesto, y dada la complejidad petrográfica y mineralógica de la zona, se realizaron cuatro muestreos sucesivos, llevándose a cabo el estudio morfoestructural con fotografía aérea. Los trabajos de gabinete consistieron en análisis químicos y petrográficos de ro-

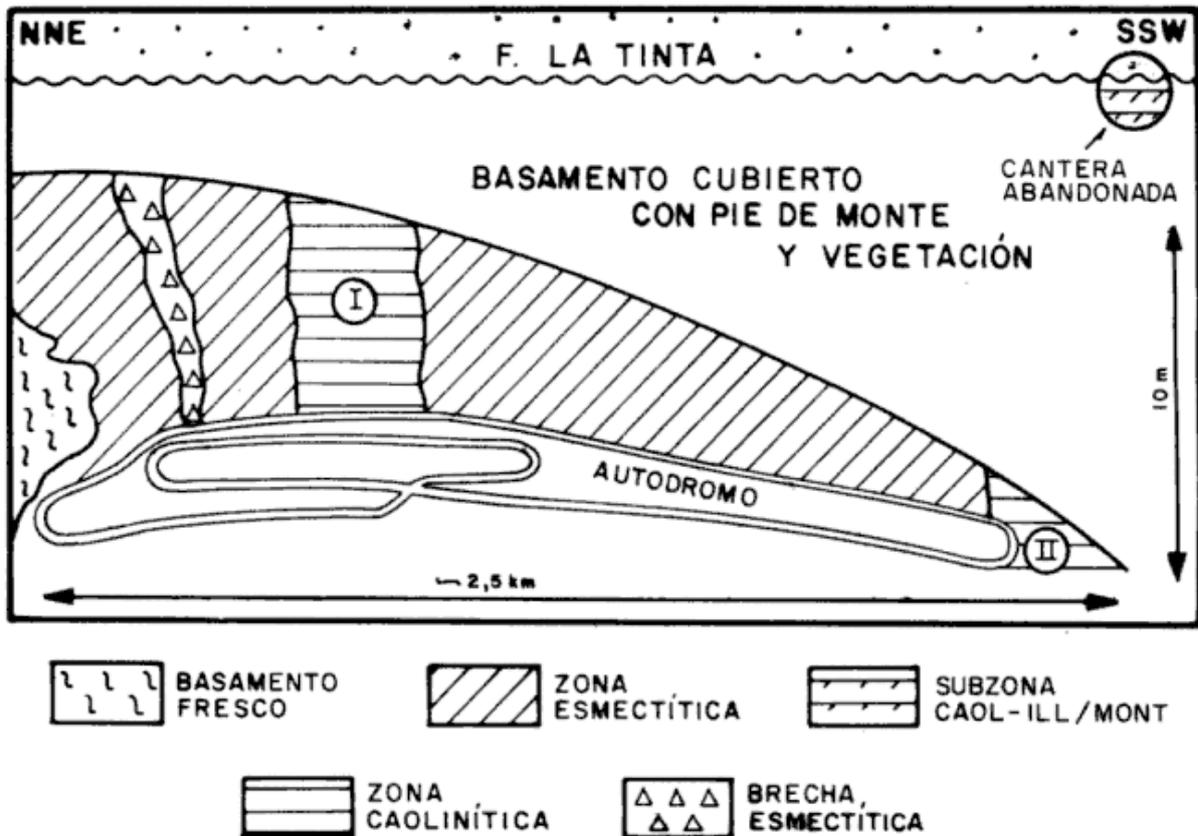


Figura 2: Diseño esquemático de la alteración en Sierra La Barrosa. No tiene escala vertical ni horizontal. C.A.: La Canterra Abandonada.

cas frescas y alteradas y difractométricos de minerales de arcilla, así como de intercambio catiónico cualitativo.

CARACTERES GENERALES DEL FRENTE ARCILLOSO

Los rasgos petrográficos que se dan a conocer en los ítems "Zonas de alteración" y "Caracterización de las arcillas" en una sección posterior de este trabajo, permitieron distinguir en el área estudiada, una zona con basamento fresco o con escasa alteración, que se denomina *roca madre*, una amplia zona *esmectítica*, que abarca gran parte del frente y contiene una subzona *microbrechada* y dos zonas *caoliníticas*, que, a los efectos de su diferenciación se numeraron I y II. Una subzona *caolinítica* con *montmorillonita-illita interestratificada* se detectó en la zona caolinítica II, en el contacto entre las rocas del basamento y las cuarcitas supraya-

centes en una cantera abandonada. Este diseño es esquematizado en la figura 2.

ROCA MADRE

El basamento cristalino se presenta casi sin alteración en el extremo norte de la sierra, en donde pueden determinarse sus principales caracteres petrográficos y estructurales. Está constituido por granitoides tonalíticos y gneises biotítico-granatíferos, siendo utilizado el término granitoide en un sentido amplio, no genético, cuando los componentes de la roca no presentan segregación ni orientación. En forma gradual los granitoides pasan a configurar gneises con esquistosidad regional de rumbo N75°O, e inclinación casi vertical. En los afloramientos se observan fajas con variada intensidad de cataclasis y milonitización. Asociados con los granitoides y gneises hay venas pegmatíticas con variados tamaños de

grano, y varios diques metabásicos de pequeñas dimensiones (hasta 15 cm de ancho por 1,5 m de largo expuesto). Todo el conjunto se encuentra plegado y fracturado.

La mineralogía de los granitoides está integrada en general por cuarzo, oligoclasa básica a andesina, biotita, anfíboles, ortopiroxenos, granate y apatita. Menas opacas, zircón y rutilo amarillo se presentan como accesorios. La proporción de los minerales mencionados varía en trechos muy cortos. Las venas pegmatíticas están compuestas por cuarzo, oligoclasa, microclino y perlitita; la metabasita por clinoanfíbol y plagioclasa montmorillonitizada.

La microfracturación de granos de cuarzo y la contorsión de las láminas de biotita es común en las muestras estudiadas, siendo la consecuencia de la cataclasis que afectó estas rocas (Higgins, 1971). Presenta además algunas zonas con alteración incipiente. Esta se manifiesta por la deferrización de anfíboles y piroxenos, por la concentración de hierro y titanio en los planos de clivaje de la biotita y de hierro en las fracturas de los cristales de granate; también hay desarrollo de cristales euhedrales de anatasa sobre la biotita alterada y sobre menas opacas.

En la plagioclasa, la alteración a esmectita y la concentración de óxidos de hierro tiene lugar a lo largo de planos de clivaje y de microfracturas (figura 3).

Una característica macroscópica de alteración, común en afloramientos de la región, es la exfoliación de bloques "graníticos" delimitados por planos de diaclasas. Dicha exfoliación se manifiesta como capitas concéntricas de roca friable, de consistencia arcillosa y naturaleza esmectítica. Este rasgo de alteración es bien conocido en las Sierras Septentrionales y ha sido mencionado por Teruggi en 1977.

ZONAS DE ALTERACION

Zona esmectítica. Es la zona de mayor extensión, ya que abarca, en forma discontinua gran parte del frente de alteración, presentando intercaladas dos zonas cao-

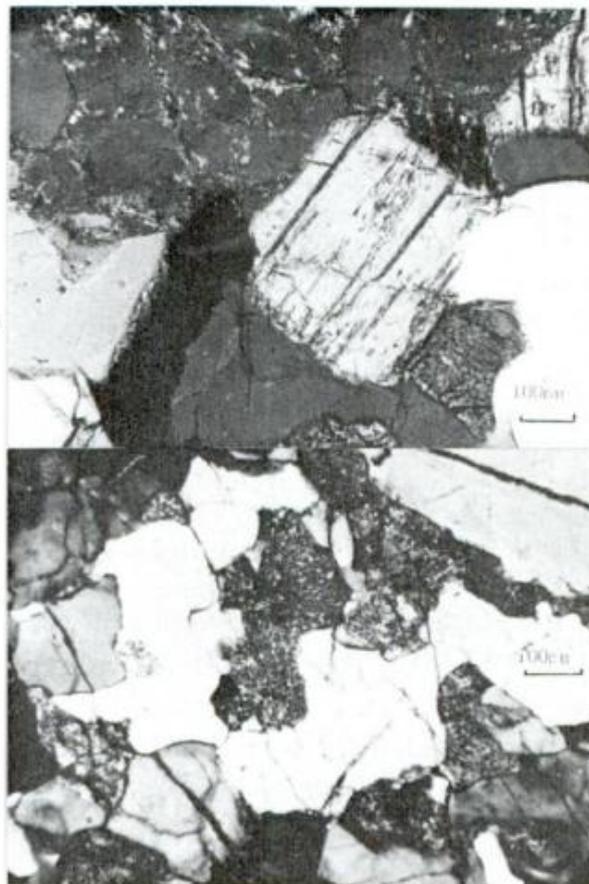


Figura 3: Muestra correspondiente a la zona esmectítica. Se observa la alteración en fracturas y planos de macla de la plagioclasa. NX. Figura 4: Muestra correspondiente a la zona esmectítica. La esmectita ha reemplazado casi totalmente al feldespato. NX.

liníticas y una subzona de microbrecha, figura 2. En los afloramientos se caracteriza por sus colores castaños, por su consistencia terrosa, que depende del grado de alteración, y por la intercalación de rocas casi frescas. Generalmente es posible detectar en ella, relictos del clivaje de los gneises, y restos de venas pegmatíticas, representadas estas últimas por cristales de cuarzo de varios centímetros de longitud.

Las rocas de esta zona se distinguen por el grado variable de alteración esmectítica, y por la naturaleza casi monomineral de la misma, ya que la proporción de caolinita es muy baja y restringida a las adyacencias de las zonas caoliníticas. Petrográficamente conservan los rasgos texturales de los grani-

toides y gneises; la esmectitización se detecta en las biotitas, anfíboles y piroxenos, y en los planos de clivaje y de fractura de las plagioclasas, (figura 3 y 4). Los óxidos de hierro, producto de la deferrización de los mafitos, se redistribuyen en fracturas y planos de debilidad, en tanto que el titanio se manifiesta como leucoxeno y como agujas de anatasa sobre biotitas, o siguiendo lineamientos poliédricos relictos (ilmenita?).

Subzona de microbrecha esmectítica. Se encuentra localizada en el extremo norte de la zona de alteración, presenta consistencia deleznable y color castaño uniforme. Cuando está más consolidada configura una microbrecha constituida por granos de cuarzo y feldespato de hasta varios centímetros de largo, distribuidos en una base esmectítica.

Zonas caoliníticas I y II. Los afloramientos presentan 100 y 60 m de largo expuesto respectivamente; en ambos se destaca, por la blancura, la intensa caolinización de los feldespatos de los cuerpos pegmatíticos. El color general es blanco grisáceo a blanco amarillento y la consistencia es deleznable en los granitoides alterados. La parte sur de la zona II desaparece debajo de la cubierta vegetal.

Microscópicamente las rocas están constituidas por granos de cuarzo cuyo tamaño oscila entre pocos micrones hasta varios centímetros de largo, dependiendo de la textura de la roca original; fracturados y dispersos en una base predominantemente caolinítica, la cual está integrada principalmente por agregados cripto y microcristalinos, con vermes y acordeones diseminados, a veces muy pigmentados por óxidos de hierro asociados a óxidos de titanio "amorfo" (leucoxeno). En la base caolinítica se destacan claramente los contornos de las biotitas primitivas, delineadas por la concentración de óxidos de hierro y titanio en los planos de clivaje; el hierro está asimismo, diseminado al azar. La textura de las rocas que componen las zonas caoliníticas I y II puede ser clasificada como "pseudobrechosa"

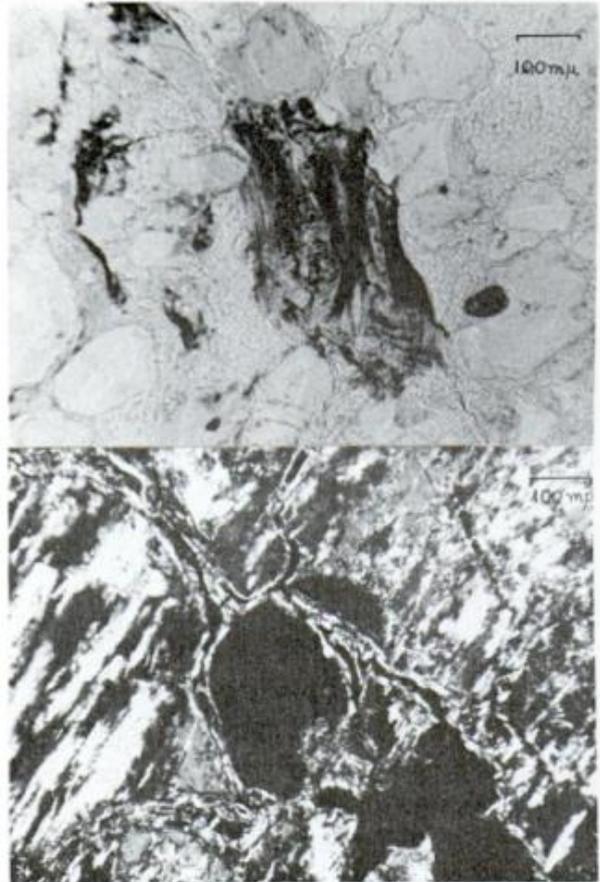


Figura 5: Muestra correspondiente a la zona caolinítica. Se observa la textura relictica de una biotita, con leucoxeno en los planos de clivaje y granos de cuarzo aglutinados por un agregado caolinítico de grano fino. N//. Figura 6: Muestra de la zona con caolinita e interstratificada de illita-montmorillonita; la illita-montmorillonita se ubica en las paredes de poros y fracturas.

(figura 5) sin que el término tenga ninguna implicancia genética.

Subzona con caolinita e illita-montmorillonita interstratificadas. Esta subzona corresponde a la alteración del basamento cristalino en la cantera abandonada (CA en figura 2). Este destape es la única calidad de la sierra donde puede observarse el contacto entre el basamento alterado y los bancos basales de la serie sedimentaria suprayacente.

Las rocas del basamento en el contacto exhiben buena consolidación, color gris con tonalidades verdosas y violadas, tornándose hacia abajo, friables y de coloración varia-

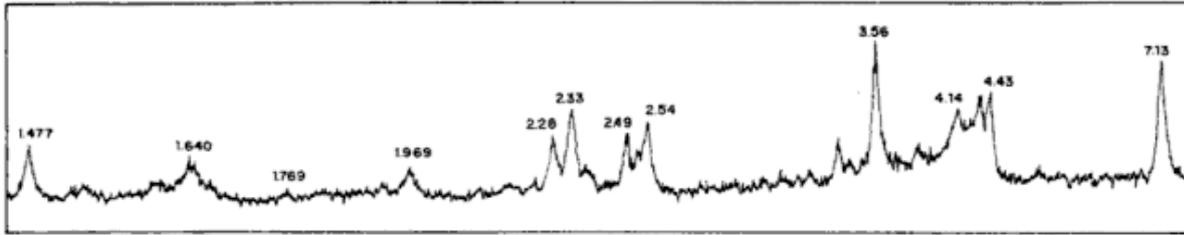


Figura 7: Diagrama de caolinita con estructura moderadamente desordenada.

ble entre el castaño amarillento y el rojo morado. En un espesor de aproximadamente 1 metro adyacente al contacto, la roca del basamento exhibe gran tenacidad y desarrolla clivaje subhorizontal, que la tornan macroscópicamente confundible con rocas de la serie cuarcítica. Microscópicamente, estas rocas están constituidas por granos de cuarzo microfracturados, elongados y suborientados. Los feldespatos y las láminas de biotita están alteradas parcial o totalmente a caolinita, mineral que presenta variadas texturas: fibrosa, cripto o microcristalina, laminar, etc., y se encuentra asociada con alofano.

Estas rocas presentan un rasgo que las distingue del resto y es la presencia de "poros", con paredes tapizadas por un agregado hojoso y birrefringente de illita-montmorillonita interestratificada, la que rellena también microfracturas (figura 6). Los poros tienen contornos poligonales y están relacionados con la disolución de feldespatos.

Naturaleza de las arcillas que componen las distintas zonas. Difractometría de rayos X

En esta sección se dan a conocer los resultados obtenidos de análisis de difractogramas de las arcillas que constituyen las zonas descritas. Los mismos fueron efectuados mediante las técnicas convencionales con muestras orientadas menores de 2 micrones, obtenidas a partir de suspensiones acuosas. Para la determinación del orden estructural de caolinitas se prepararon muestras no orientadas.

Las muestras montmorilloníticas se reconocieron por sus espaciados basales en preparados naturales y tratados con glicerol.

Los valores obtenidos en cada caso son 14,8 y 17 Å, respectivamente. Todas las muestras fueron sometidas a tratamiento con calor, a 550°C durante una hora.

La caolinita, que predomina netamente en las zonas I y II, presenta, en las muestras orientadas, reflexiones a los 7,13 Å y 3,56 Å, correspondientes a los espaciados basales 001 y 002 respectivamente. En muestras no orientadas exhibe bandas entre los 4,43 Å - 4,14 Å, 2,54 Å - 2,49 Å y 2,33 Å - 2,28 Å; en tanto el pico correspondiente a 1,477 Å presenta base ancha. Estos criterios fueron expuestos para caolinitas con desorden estructural moderado o intermedio por Mu-

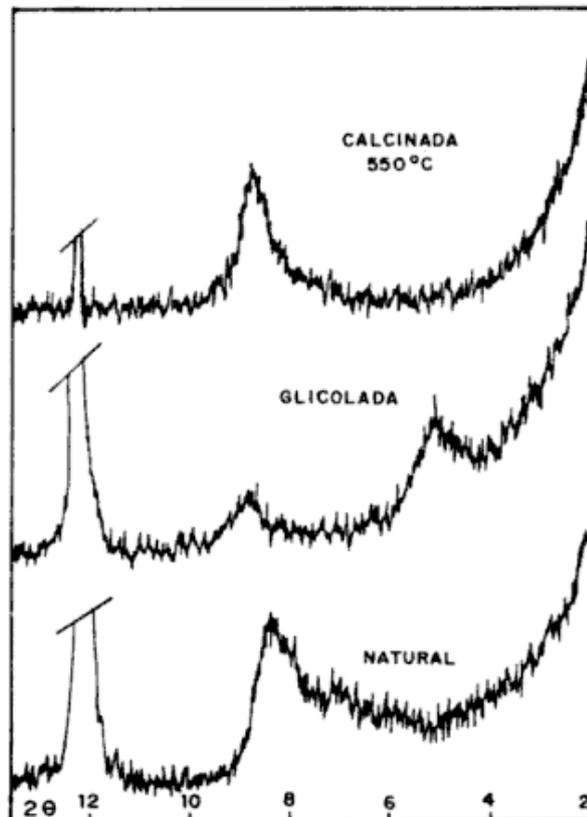


Figura 8: Diagrama de illita-montmorillonita interestratificada, al natural, glicolada y calcinada.

rray y Jones (1956) y por Brindley *et al.* (1980), figura 7.

En la zona del contacto basamento-cuarzitas, asociada con la caolinita, hay arcillas interestratificadas, éstas presentan, en las muestras orientadas sin tratar, el típico perfil de un pico asimétrico, con "colas" hacia la zona de los ángulos bajos. El valor dominante se encuentra alrededor de los 8,3 Å, extendiéndose hasta los 11,7 Å, figura 8. Con la glicolación aparecen dos picos bien definidos, uno alrededor de los 9-10 Å correspondiente a illita y otro entre los 16-17 Å correspondiente a las capas expandibles. El rango de variación de los valores de éstos espaciados se atribuye a diferencias composicionales leves de las distintas muestras tratadas. El porcentaje de capas expandibles de montmorillonita se ha estimado en el orden del 40 % por comparación con perfiles computarizados proporcionados por Reynolds y Hower, 1975.

Análisis químicos

El estudio del contenido catiónico de la montmorillonita se llevó a cabo mediante análisis de intercambio cualitativo. Los cationes determinados fueron Ca y Mg.

Los análisis químicos de los óxidos mayoritarios fueron efectuados por vía húmeda sobre granitoides tonalíticos con el menor grado de alteración y sobre rocas representativas de las zonas esmectítica y caoliníticas. Los valores obtenidos en óxidos, se proporcionan en el cuadro I.

El diagrama utilizado para graficar las ganancias y pérdidas relativas (figura 9) no asume ningún óxido constante, resulta simplemente de dividir el porcentaje de cada constituyente en la roca fresca por el porcentaje del mismo en la roca alterada, multiplicando el cociente por 100. El diagrama obtenido puede ser interpretado como mostrando qué porcentaje de roca alterada es necesario para contener la misma cantidad de alúmina o sílice, etc. que 100 gr de roca fresca. Por lo tanto es fácilmente comprensible que un óxido móvil requerirá mayores cantidades de roca alterada, desplazando la

línea hacia los valores mayores que 10² gr y viceversa. Los porcentajes obtenidos en todas las rocas alteradas, ponen de manifiesto poca movilidad de la SiO₂. La alúmina en cambio presenta escasa movilidad en los análisis de las rocas esmectíticas y ganancia relativa en los de las zonas caoliníticas. El hierro total exhibe un comportamiento que varía entre poca movilidad y pérdida relativa, tanto en la zona esmectítica como en las caoliníticas.

Los óxidos de Ca y Mg no presentan mayor movilidad en la zona esmectítica, lo cual concuerda con la composición calcimagnésica asignada a la montmorillonita sobre la base del intercambio catiónico cualitativo. Las muestras provenientes de las zonas caoliníticas presentan pérdida relativa de los óxidos de Ca, Mg, K y Na. Por último, cabe destacar que el comportamiento del TiO₂ es dual, entre la movilidad escasa y la pérdida relativa.

Cuadro I: Análisis químicos expresados en óxidos.

Oxidos	Muestras				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	68,3	65,4	72,6	55,4	61,5
Al ₂ O ₃	14,2	14,5	14,7	26,2	19,6
Fe ₂ O ₃	3,0	4,1	1,5	3,1	5,4
FeO	1,9	0,9	0,9	0,4	0,3
CaO	3,4	3,1	2,3	1,0	0,6
MgO	0,9	0,9	0,9	0,3	0,4
K ₂ O	3,2	3,3	2,7	0,2	2,1
Na ₂ O	2,7	2,6	2,3	0,2	0,7
P.R.	1,0	2,5	0,9	10,9	7,8
Hum.	0,5	1,8	0,5	1,9	0,8
TiO ₂	0,7	0,6	0,5	0,3	0,7

Muestra 1 granitoide tonalítico, fresco; 2 y 3 granitoides con alteración esmectítica y 4 y 5 granitoides con alteración caolinítica.

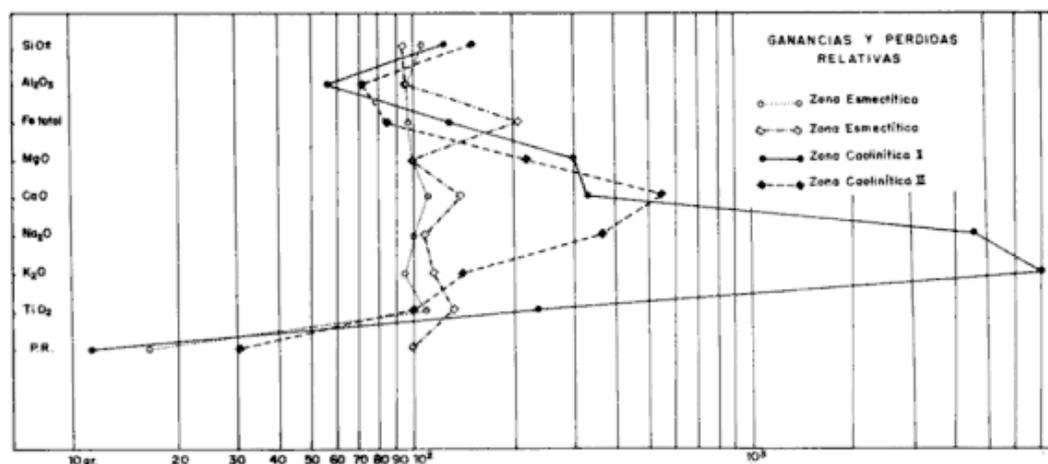


Figura 9: Balance de ganancias y pérdidas relativas de óxidos, referido a 100 gr de roca fresca. Los puntos ubicados a la derecha de la coordenada 10^2 indican pérdida relativa; los de la izquierda ganancias de los óxidos constituyentes de muestras representativas de las zonas de alteración.

GEOLOGIA DE LA ALTERACION ARCILLOSA

Previo al análisis del fenómeno de alteración estudiado, se ha considerado de interés hacer una breve revisión de las principales características de la alteración arcillosa de distintos orígenes en rocas de caja sílico-aluminosas, así como de las conclusiones y aportes realizados por especialistas en el tema.

En el frente de alteración de La Barrosa es de particular interés la presencia de caolinita ya que se lo relaciona con otras manifestaciones similares de la zona, como el yacimiento Cerro Segundo (Di Paola *et al.*, 1986) y María Eugenia (Di Paola en preparación). Wayne Burham (1964) hizo notar el origen dual -hipogénico y supergénico- de los yacimientos caolíníticos, cuya génesis es muy discutida.

Meyer y Hemley (1967), sobre la base de las asociaciones minerales, definieron distintos estadios en la alteración arcillosa hidrotermal en rocas de caja sílico-aluminosas. Consideraron que durante la misma no tienen lugar mayores cambios en el volumen de la roca afectada, y sobre esa base interpretaron las ganancias y pérdidas relativas de los óxidos de las rocas alteradas respecto a los de las rocas frescas. La asociación integrada por *caolinita-montmorillonitas* y *alofano* es clasificada como "alteración ar-

cillosa intermedia". En ella el Ca y el Na son los elementos con mayores pérdidas, en tanto que el Mg puede quedar fijado en la estructura de la montmorillonita y el K puede presentar comportamiento dual, entre la ganancia relativa y la pérdida, según integre la estructura de minerales micáceos o no. En esta asociación es común la presencia de caolinita desordenada y de interestratificados del tipo de la illita-montmorillonita.

Asimismo es interesante reproducir las curvas experimentales de equilibrio hidrolítico realizadas a 1 Kbar de presión y en ambiente de cloro electrolítico, en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Las mismas ponen de manifiesto las relaciones entre la caolinita, montmorillonita, pirofilita, paragonita, albita y anortita (Meyer y Hemley, *op. cit.*), a distintas temperaturas y concentraciones de electrolitos que proporcionan una aproximación a la temperatura de formación de los minerales arcillosos de origen hidrotermal.

En 1974, Shoen, White y Hemley bosquejaron un esquema geoquímico de alteración arcillosa en zonas de fuentes termales, en el que caracterizaron los productos de la interacción de procesos hipogénicos y meteóricos. Encontraron que, estando ambos regidos por el fenómeno de la *hidrólisis* - agente responsable del desplazamiento de los cationes de las posiciones estructurales de los minerales de la roca madre y de su pos-

terior combinación en los minerales de alteración- los resultados de la acción metamórfica son similares a los de la meteorización. No consideran un factor de interés el tipo de solución ácida que produce la hidrólisis: sulfúrica, carbónica, hidrofluorhídrica, en la alteración hipogénica, y carbónica y orgánica en la meteórica, sino la cantidad de protones disponibles. El pH sería el principal factor de alteración, seguido en segundo término por la temperatura.

Consideran como otra variable de importancia en este tipo de fenómenos la permeabilidad de las rocas, incluyendo la fracturación, hecho que determina las direcciones preferenciales de movilización de los fluidos, produciendo diseños de alteración característicos.

En el área de Steamboat Spring, estudiada por dichos autores, los minerales de arcilla presentes en las zonas de alteración son montmorillonitas magnésicas y caolinitas desde bien hasta pobremente ordenadas.

Se ha tomado como otro ejemplo el yacimiento de caolín de Vidnava, Checoslovaquia, estudiado por Kuzvart *et al.* (1985), desarrollado por acción meteórica sobre un granito moscovítico-biotítico. La caolinización se manifiesta en mantos subparalelos que, de abajo hacia arriba están constituidos por granito caolinizado, caolín y caolín secundario o retrasportado. El primer paso en la alteración se ha producido, en este caso, por sericitización de las plagioclasas y deferrización de las micas, teniendo lugar en una segunda etapa, la caolinización del feldespato potásico y de la mica, desarrollándose asimismo agregados vermiformes en la caolinita.

Sobre la base de los estudios realizados en rocas silicoaluminosas por estos y otros autores, se ha efectuado el análisis de la alteración arcillosa de La Barrosa, cuyos rasgos más determinativos pueden resumirse de la siguiente manera: 1) la asociación paragenética mineralógica es del tipo *caolinita-montmorillonita-alofano*, que coincide con la asociación denominada "alteración arcillosa intermedia" de Meyer y Hemley

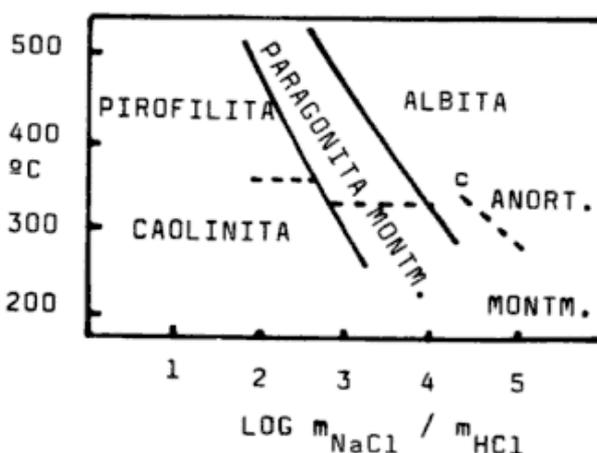


Figura 10: Relaciones de equilibrio mineralógico en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ en ambiente de electrolitos clorurados. El segmento C indica la curva de descomposición de la anortita a Ca-montmorillonita en una solución de cloruro de Ca (según Meyer y Hemley, 1967).

(*op. cit.*) de origen hidrotermal; 2) la predominancia de agregados de grano fino -micro y criptocristalinos- de caolinita indicaría condiciones de alteración hidrotermal (Keller, 1976); 3) el diseño de alteración expuesto en los afloramientos muestra zonas aproximadamente verticales, siendo de interés para la evaluación genética la intercalación de remanentes de forma irregular y bordes netos, de basamento fresco dentro de las zonas de alteración arcillosa, rasgo característico de la alteración hidrotermal.

La presencia de una microbrecha con base espectralítica se asocia con zonas de fallas transversales al rumbo de la sierra. El estilo de fallamiento en bloques domina en la comarca y los rasgos lineales relacionados con zonas de debilidad crustal proporcionaron canales y vías de circulación a fluidos minerales: termales, meteóricos y/o la combinación de ambos.

El diseño de alteración de La Barrosa es por lo tanto básicamente de origen hidrotermal, relacionado con zonas de fracturación corticales, producido en períodos de reactivación tectónica por el ascenso de fluidos termales. El rango de temperatura de formación de las arcillas en base al diagrama de Meyer y Hemley (*op. cit.*), oscilaría entre 200 y 300°C (figura 10).

Como hipótesis podría formularse que la disolución de la plagioclasa remanente de zonas de alteración, la formación de poros tapizados por illita-montmorillonita y el desarrollo de acordeones y vermes -según criterio de Keller (*op. cit.*)- podría indicar alteración meteórica, pero por el momento no existen elementos de juicio concluyentes. Lo mismo ocurre con la formación de capas concéntricas de montmorillonita alrededor de los bloques graníticos.

CONCLUSIONES

La alteración en la sierra La Barrosa ha tenido lugar por acción de fluidos hidrotermales, por hidrólisis de los mafitos y feldespatos que constituyen los granitoides y gneises predominantes y cuerpos asociados.

El estudio petrográfico-mineralógico permitió determinar una amplia zona de alteración esmectítica que incluye una subzona brechosa y dos zonas caoliníticas intercaladas.

La esmectita presente es una montmorillonita de Ca y Mg. La caolinita de las zonas caoliníticas exhibe cierto desorden estructural (cristalinidad moderada).

El diseño de alteración sería el resultado de la acción de fluidos hidrotermales circulantes por zonas de debilidad crustal.

En la zona de contacto entre el basamento y la serie cuarcítica además de caolinita se detectó un interestratificado de illita-40 % de montmorillonita relacionado con la disolución de feldespato.

Se considera posible la yuxtaposición de la acción de aguas meteóricas sobre rocas ya alteradas, con el resultado de nueva formación de esmectita como capas concéntricas alrededor de bloques de granito y del desarrollo de vermes y acordeones de caolinita.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece a los doctores M. A. Leveratto y P. Nabel, a la licenciada A. G. Espiasse, al Ingeniero Agrónomo M. Espi-

nillo del INTA de Balcarce y al Ingeniero Agrónomo R. Piterbarg su colaboración durante las distintas etapas que abarcaron los cuatro muestreos realizados; al licenciado C. Barbosa su colaboración en las tareas de gabinete, a los doctores M. A. Leveratto y Rubén Cucchi la lectura crítica del manuscrito. En la realización de este trabajo contribuyeron las siguientes instituciones: Centro de Investigación para las Industrias Minerales de INTI, CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales. Parte de la investigación fue financiada por un subsidio de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y por un subsidio institucional de la SECYT, para el programa "Alteración arcillosa del basamento de la Provincia de Buenos Aires".

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BRINDLEY, G. W. y G. BROWN, 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. Mineralogical Soc., Monograph. 5, London.
- DI PAOLA, E. y H. MARCHIESE, 1975. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Arg. Miner., Petrol. y Sed., Rev.*, V (3-4): 45-58.
- _____, A. GARCIA ESPIASSE y P. NABEL, 1986. Alteración arcillosa en sierra La Barrosa, partido de Balcarce. *1º Jorn. Geol. Bonaer., Res. Exp.*, (en prensa).
- _____, y _____, 1986. Génesis del yacimiento de caolín Cerro Segundo, Sierra de Bachicha, partido de Balcarce, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Asoc. Arg. Miner., Petrol. y Sed., Rev.*, 17 (1-4): 47-54.
- HIGGINS, M. W., 1971. Cataclastic Rocks. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 687, Washington D. C.
- KELLER, W. D., 1976. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-1. *Clays and Clay Minerals*, 24: 107-113.
- KUZVART, J., M. NEUZIL y M. REICHEL, 1985. Petrographical-mineralogical character of the kaolin from the Vidnava deposit (North Moravia, Chekoeslovakia). *Vº Meeting of the European Clay Groups, Pragu*, 1983: 329-340.
- MEYER, Ch. y J. HEMLEY, 1967. Wall rock alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. Ed. Barnes.
- MURRAY, H. H. y S. C. LYONS, 1956. Degree of crystal perfection of kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, Publ. 456: 31-46.
- REYNOLDS, J. y J. HOWER, 1970. The nature of interlayering in mixed layer-illite-montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*, 18 (1): 25-36.

Elda Di Paola

- SHOEN, R., E. W. DONALD y J. J. HEMLEY, 1974. Argillization by descending acid steamboat springs, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, 22: 1-22.
- TERUGGI, M. y J. O. KILMURRAY, 1977. Tandilia. VIº Congr. Geol. Arg., Geolog. Prov. Bs. As., Relat, 53-77.
- WAYNE BURIHAM, C., 1964. Facies and types of hydrothermal alteration. *Economic Geology*, 57: 768-784.

Recibido: 15 de mayo, 1987
Aceptado: 17 de noviembre, 1988

ELDA DI PAOLA

CONICET
Museo Argentino de Ciencia Naturales
Av. Angel Gallardo 470
1405 Buenos Aires

LAS UNIDADES MORFOLOGICAS DE LA COSTA NORTE DEL GOLFO SAN MATIAS Y SU EVOLUCION

E. M. Gelos, J. O. Spagnuolo y R. A. Schillizzi

RESUMEN

Se estudió morfológicamente el tramo de costa comprendido entre Baliza San Matías y faro Río Negro. Las geoformas reconocidas y descritas son las siguientes:

1) Actuales: a) playa; b) acantilado; c) acumulaciones eólicas; d) llanuras de marea y e) cárcavamientos y torrenteras.

2) Paleofeormas: a) paleoacantilados; b) cordones; c) playas colgadas; d) médanos fijos y degradados.

Se postula que estas geoformas han sido originadas principalmente por la dinámica exógena y han evolucionado durante el Holoceno. Por sus características se consideran dos sectores a partir de Barranca Final:

1) Occidental: con carácter progradacional, playas continuas y sin acantilados.

2) Oriental: con acantilados, plataformas de abrasión por olas, playas estrechas y bajos que han permitido la ingresión marina.

El modelo morfológico actual del área costera y próxima se habría formado a partir del siguiente esquema: un sector elevado centrado en Promontorio Belén y dos depresiones laterales que son Caleta de los Loros y Bajo de la Ensenada. La evolución de la primera aún continúa, mientras que la segunda es un paleoambiente. El desarrollo de ambas zonas estaría relacionado con la última ingresión marina holocénica; sería casi contemporánea para los dos sectores y no habría superado la actual isohipsa de 50 m. Ha dejado rasgos diferenciales, siendo el más destacado la configuración de una red de drenaje hídrica con pendiente oceánica en el sector occidental y de tipo continental centripeto en el oriental.

ABSTRACT

The morphology of the argentine coast from Baliza San Matías to faro Río Negro was studied. The following morphologic units were recognized and described:

1) Modern features: a) beach; b) cliffs; c) wind deposition features; d) tidal flats; e) gully and rum.

2) Paleofeatures: a) paleocliff; b) beach ridge; c) raised beach; d) fixed and degraded dunes.

It is postulated that coastal morphological pattern were originated by exogenous dynamics and they evolved during the Holocene. According to its distinctive features the studied area was divided in two sectors separated by Barranca Final point. From Baliza San Matías to Barranca Final (western zone) the coast is characterized by a continuous and progradated beach without cliffs. From Barranca Final to faro Río Negro (eastern zone) the coast presents cliffs bordered by a narrow beach, wave-cut platform and continental depression which was invaded by marine transgression.

The present morphology of the coast and the adjacent area is composed by an elevation, Promontorio Belén with two lateral depressions: Caleta de los Loros and Bajo de la Ensenada. Caleta de los Loros is still evolving meanwhile Bajo de la Ensenada is considered a paleoambient. The development of both zones may be contemporary, related with the last holocene marine transgression and limited by the 50-60 m isohypse. The most distinct configurations caused by this marine transgression are an hydric drainage net and a centripetal continental net in the western and eastern zone respectively.

INTRODUCCION

El presente trabajo está referido al estudio morfológico de la costa norte del golfo San Matías en la provincia de Río Negro. Forma parte de una investigación sedimentológica-geomorfológica integral que los autores están realizando en el litoral marítimo del mencionado golfo.

Se ha considerado de interés efectuar un estudio de detalle de la morfología costera que sirva de

base para la evaluación del comportamiento de los sedimentos actuales de las playas del área.

Si bien ya se han realizado descripciones generales de este tramo costero, se ha tratado aquí de enfatizar la evolución morfológica y los factores dinámicos vinculantes de la misma.

El hecho de que una dilatada extensión de la costa atlántica patagónica esté constituida por geoformas afines incrementa el interés de este trabajo, cuyos resultados podrían extenderse a todo el litoral.

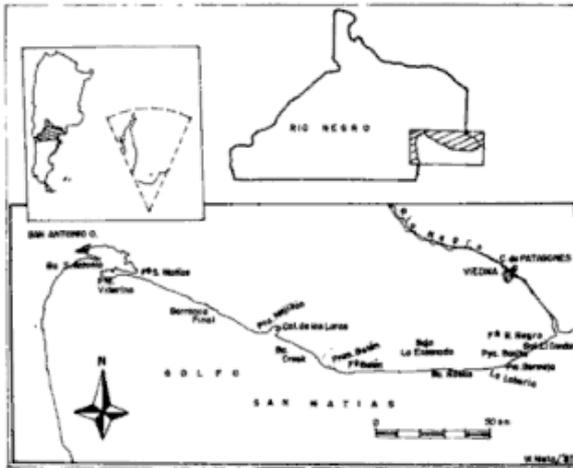


Figura 1: Mapa de ubicación.

ANTECEDENTES

Pocos trabajos realizados en el ámbito del golfo se refieren a la geomorfología de la costa y por lo común, se trata de descripciones generales de las geoformas presentes. Entre ellos pueden mencionarse: Andreis (1965), Angulo *et al.* (1981-1982) y González Díaz *et al.* (1984).

AREA DE TRABAJO

Comprende la costa, según la definición geomorfológica de este término dada por Fairbridge (1968), que se desarrolla entre punta Villarino y la desembocadura del río Negro, con una extensión aproximada a los 170 km (figura 1). La franja costera es de ancho variable, sin exceder nunca los tres mil metros.

METODOLOGIA

El trabajo de campo se orientó según los siguiente enfoques:

1) Relevamiento de playa: se realizaron 17 perfiles transversales en el sector emergido del litoral -en el sentido dado a este término por Fairbridge (*op. cit.*)- en aquellos lugares de la costa con posibilidades de acceso, teniendo en cuenta el carácter acantilado de gran parte de la misma. Estos perfiles se realizaron para determinar la morfología de playa en el momento de observación y para servir de base al muestreo sedimentológico sistemático de la misma, objeto de un próximo estudio.

2) Observaciones morfológicas: referidas a las geoformas actuales y a las palcoformas originadas

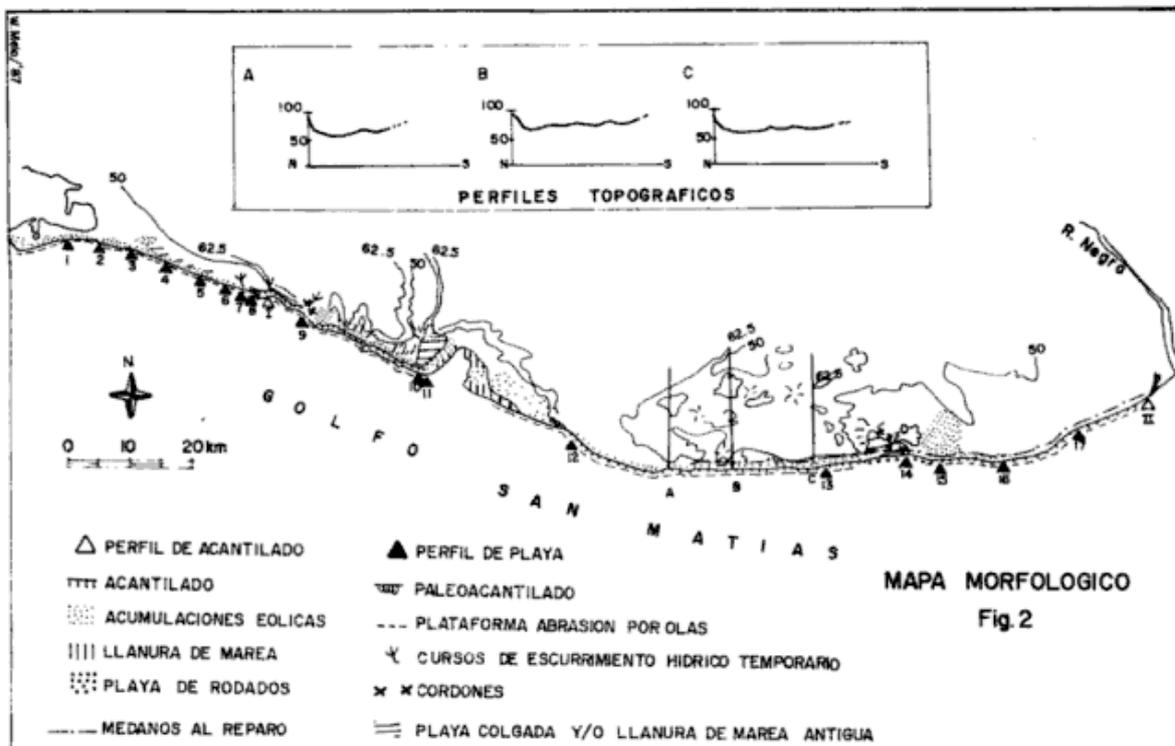


Figura 2: Mapa morfológico.

Cuadro I

EPA	EPOCA	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	LITOLOGIA Y AMBIENTE	AFLORAMIENTOS
Cenozoico	Holoceno	Aluvio. <u>Angulo et al., 1978.</u> Sedimentos litorales. <u>Angulo et al., 1978.</u> Fm. Punta Villarino. <u>Angulo et al., 1978.</u> Fm. San Antonio. <u>Angulo et al., 1978.</u>	Arena, limo y rodados Fluvial Grava, arena y limo con conchilla. Litoral. Arena mediana a fina en parte limosa. Eólico. Grava arenosa, arena y abundantes valvas. Litoral.	Red de drenaje actual Ambiente litoral actual. Acumulaciones medanosas y mantiformes. Entre Baliza San Matías y Barranca Final. Cordones, depósitos de playa y llanuras de marea antiguas
	Pleistoceno	Discordancia Fm. Baliza San Matías. <u>Angulo et al., 1978.</u> Discordancia Rodados patagónicos. <u>Fidalgo y Riggi, 1970.</u>	Conglomerado de rodados y valvas fuertemente cementado. Litoral Grava arenosa con cemento calcáreo. Continental.	Playa hasta 25 km al E de Baliza San Matías. Cubren en discordancia a la Fm. Río Negro y Fm. Patagonia.
	Plioceno	Discordancia Fm. Río Negro. <u>Andreis (op.cit.).</u>	Arenisca gris azulada con intercalaciones arcillosas. Fluvial y eólico.	Acantilado y plataformas de abrasión entre perfil n°9 y punta Mejillón y entre bahía Creek y balneario El Cóndor.
	Mioceno	Discordancia Fm. Patagonia. <u>Feruglio 1950, Camacho 1967.</u>	Limolita amarillo verdosa con intercalaciones arcillosas. Marino.	Acantilado y plataforma de abrasión entre Barranca Final y perfil n°9.

en la evolución de la línea de costa durante el Cuaternario, a consecuencia de las oscilaciones del nivel marino y de la dinámica oceánica (paleoacantilados, cordones, playas colgantes, etc.).

Asimismo se confeccionó un mapa geomorfológico (figura 2) en base a la siguiente información: el tramo entre punta Villarino y Caleta de los Loros con las fotos aéreas 1:50.000, por ser el único sector del que se dispuso de las mismas; el resto se completó con las hojas topográficas N° 39K, 40K y 40i del Instituto Geográfico Militar; el mapa morfológico de González Díaz *et al.* (op. cit.) y el contenido en el trabajo de Angulo *et al.* (1982).

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Se pudieron reconocer en el área afloramientos de diversas formaciones, tanto en las plataformas de abrasión por olas como en el acantilado que, a lo largo de casi 130 km, forma el espaldón de playa.

En el cuadro I se resumen las características y distribución de estas formaciones.

Un análisis del cuadro estratigráfico aquí expuesto, así como las características litológicas de las diferentes formaciones ha sido desarrollado por Angulo *et al.* (1978), Franchi *et al.* (1984) y Fidalgo y Rabassa (1984).

RASGOS MORFOLOGICOS

Se pudieron diferenciar en la costa las siguientes unidades: 1) Formas actuales: Playa, Acantilado, Acumulaciones cólicas, Llanuras de marca, Carcavamientos y torrenteras; 2) Paleoformas: Paleoacantilados, Cordones, Playas colgadas, Médanos fijos y cegradados.

Formas actuales

Playa: Se consideró como tal la zona litoral comprendida entre el pie del médano o acantilado

y la línea de máxima bajamar. Su ancho es variable y oscila entre 550 m en punta Mejillón (perfil 11) y 120 m en la bahía Rosas (perfil 14). La pendiente media fluctúa entre 1,4 % en punta Mejillón y 12,9 % en bahía Rosas.

A los efectos de denominar los diferentes sectores de playa, se proponen aquí los siguientes términos: *pie de médano*, *playa alta*, *media* y *baja*. Estas denominaciones corresponden a las que Perillo y Codignotto (1987) ubican en la zona hidráulica subárea -de lavado durante tormentas- y zona de lavado y que morfológicamente son: *espaldón*, *playa posterior*, *berma* y *playa frontal*. La nomenclatura propuesta tiene en cuenta que la *playa alta* es el sector que sólo es cubierto por agua en situaciones de tormenta, mientras que la *playa baja* se ubica en la zona intermareal. El sector de *playa media* es el que corresponde al quiebre de pendiente que vincula a la *playa alta* con la *baja*.

En los sectores de perfiles, la *playa alta* está generalmente constituida por una acumulación de rodados, con buena selección de tamaño -de mayor a menor- en dirección a la línea de baja mar. Muchos rodados presentan carácter discoidal y están imbricados por acción marina. Hacia el oeste del perfil 9 es frecuente que se asocie una importante fracción de conchillas actuales, enteras o rotas, de acuerdo con el grado de selección de tamaño. Estas acumulaciones de rodados en la *playa alta* llegan a formar depósitos que obturan la desembocadura en algunas de las torrenteras observadas en el sector occidental de la costa. Esto parecería indicar una rápida migración por deriva que taponan las bocas de dichas torrenteras de escasa actividad hídrica. Hacia el este de bahía Creek, en el sector de costa acantilada, la acumulación de rodados suele ser poco definida y de menor selección, presentando mezcla de arena gruesa a sabulítica y restos biogénicos menos conservados.

La *playa media* tiene comúnmente carácter arenoso, con menor pendiente y su desarrollo horizontal es máximo en Caleta de los Loros. Por lo común suele estar constituida por una o más barras arenosas, separadas por canales de escurrimiento. La *playa media* se conecta en forma gradual con la *playa baja*.

Es frecuente, en los sectores de canales, el desarrollo de ondulitas direccionales y/o oscilatorias; dentro de las primeras se distinguen: simétricas,

asimétricas, longitudinales, anastomosadas, linguoides, etc.; Pettijohn y Potter (1964). Estas formas están originadas por efectos de corrientes de escurrimiento en el caso de las direccionales o por acción del viento sobre aguas someras en las oscilatorias.

Los aumentos de pendiente en este sector se marcan por un incremento en la longitud de onda de las ondulas, hasta llegar a su sustitución por superficies de escurrimiento, con marcas características. Se destaca que, en conexión con los sectores que presentan ondulas, es frecuente observar arenas más finas y acumulación en los senos de minerales pesados. En las superficies de escurrimiento, en cambio, el material arenoso es más grueso, con presencia de gravilla, rodados y fragmentos de bioclastos, a partir de los cuales se producen las típicas marcas de reflujo.

La *playa baja* tiene por lo general carácter rocoso. Está constituida por afloramientos que, en los sectores acantilados se comportan como verdaderas plataformas de abrasión por olas.

En el área comprendida entre punta Villarino y Barranca Final, esta plataforma rocosa está integrada por afloramientos de la Formación Baliza San Matías; entre este último punto y el perfil 9 aflora la Formación Patagonia, la que, hacia el este, es sustituida por la Formación Río Negro. A partir de Playa Bonita y hasta el faro Río Negro la constituye la Facies Balneario La Lobería, Angulo y Casamiquela (1982), que dichos autores reconocen como una intercalación marina en la Formación Río Negro. El ancho es variable y la continuidad longitudinal sólo se observa en los sectores muy batidos por olas o sobre la línea de baja marea. Su contacto con la *playa media* no siempre es neto, observándose en determinados sectores, asomos aislados que se internan en la *playa media*. Los afloramientos de la *playa baja* son cubiertos total o parcialmente por sedimentos arenosos, que discontinúan la *playa rocosa*. La abrasión por olas, condicionada a características estructurales de los afloramientos, determina esquemas erosivos que permiten reconocer varios tipos de plataformas:

a) Plataformas diaclasadas: la erosión actúa sobre las diaclasas produciendo grietas de escurrimiento más o menos perpendiculares a la línea de costa, por ejemplo: Playa Bonita y bahía Creek.

b) Plataformas con bioturbación: la actividad de organismos litófagos produce oquedades circula-

res que, por acción erosiva de clastos originan marmitas de diámetros diversos, observables en el área de Barranca Final y al oeste de bahía Rosas.

c) Plataformas con estructuras en bateas: esta característica solamente fue reconocida en el balneario La Lobería, donde se presentan depresiones circulares de diámetro variable entre 2 m y 10 m, de bordes elevados y buzamiento centrípeto, sin evidencias de erosión interna por acción giratoria de clastos. Estas bateas están constituidas por sedimentos arcillosos bien consolidados.

d) Tipo mixto: la combinación de las formas a y b origina esta modalidad que es la más frecuente en el área estudiada.

Cabe destacar que solamente dos sectores de playa se apartan netamente de este esquema general; los mismos son bahía Rosas y caleta de Los Loros. En el primer caso se trata de una playa de rodados, formada por acumulación selectiva de clastos, cuyos tamaños oscilan desde guijarro a sábulo y están ubicados en distintos niveles a causa de la dinámica marina. Esta fue estimada como de alta energía por tratarse de una bahía muy abierta y con la mayor pendiente de playa medida.

El segundo caso, está referido a una playa arenolimosa, muy extensa y de bajo gradiente; donde los sectores internos de la caleta se comportan como verdaderas llanuras de marea, con acumulación de sedimentos limo-arcillosos y vegetación halófila.

Acantilado: El 70 % del tramo de costa está limitado por un acantilado. El mismo se desarrolla de oeste a este entre Barranca Final y balneario El Cóndor. En general es continuo y sólo presenta dos interrupciones importantes: bahía Rosas y caleta de los Loros. Su altura varía desde unos pocos metros a 111 m en Promontorio Belén. Está integrado por afloramientos de la Formación Patagonia hasta el perfil 9 y desde allí, por la Formación Río Negro que intercala un nivel marino a partir de bahía Rosas.

Las características morfológicas del acantilado, determinadas por la erosión, muestran rasgos que permiten diferenciar sectores activos e inactivos con relación a la actual dinámica marina. Dichos rasgos son:

a) Sectores de acantilado vivo (en el sentido dado por Ottmann, 1967): presencia de medias cañas de erosión con acumulación de rodados; diaclasas

activas, con evidencias de aperturas y efectos de sobladuras; pilares de rompiente (Mailhe, 1972), algunos de ellos de considerable desarrollo; pared del acantilado con ángulos próximos a los 90°; acumulación de bloques por derrumbes con fuerte retrabajo marino; continuación de la plataforma de abrasión hasta el pie del acantilado en los sectores con salientes hacia el mar. Ejemplos de estas características encontramos en: faro Río Negro, Playa Bonita, balneario La Lobería, punta Mejillón, Promontorio Belén, etc.

b) Sectores de acantilado estabilizado (Ottmann, *op. cit.*): acumulación de terrazas arenosas al pie del mismo, de reducidas dimensiones y probablemente de evolución estacional, se observan al oeste de Playa Bonita; presencia de depósitos psamíticos por acción del viento en la base del acantilado, como ejemplo se cita el desarrollo de una acumulación cólica en el sector del perfil 9, con un extremo apoyado en el acantilado y el otro libre, derivando hacia el este. Otras características de estabilización son: formación de un nivel terrazado por acumulación de rodados y fragmentos de areniscas rionegrenses en mátriz arenosa, al borde del acantilado en la bajada al balneario de bahía Creek. Tiene aproximadamente 10 m de ancho, 30 m de largo y 2 m de alto, con presencia de vegetación y sin evidencia de acción marina; sectores de derrumbes inactivos, vegetados y algo erosionados en su base, tal como se observa al este de bahía Rosas; ausencia de derrumbes actuales, evidenciado por pátinas de escurrimiento ininterrumpidas en las paredes del acantilado; ángulos de pared muy inferiores a los 90°; acción de desgaste puramente cólica; etc.

Acumulaciones eólicas: este tipo de depósitos han sido observados en diversos sectores. Los mismos revisten el carácter de cordones de médanos o campos de dunas y presentan las siguientes características:

a) Médanos alineados: se distribuyen paralelamente a la línea de costa; son por lo general bajos, con alturas oscilantes entre 0,50 m y 5 m. En los sectores con acantilados forman una estrecha franja no mayor de 50 m que se extiende a lo largo de los bordes del mismo en forma más o menos continua (médanos al reparo de González Díaz, *op. cit.*). Se trata de médanos vivos o semifijos en la mayoría de los casos, cuyo desplazamiento parece li-



Figura 3: Bahía Rosas. Playa distal formada por material grueso (desde sábulo a guijarro) y médanos donde se distinguen los deslizamientos en escalera.

mitarse a su franja de acumulación actual. No presentan formas definidas. Ejemplos de este tipo se observan en Playa Bonita, bahía Rosas y Promontorio Belén. En el área de bahía Rosas, sobre el faldeo del médano que enfrenta a la playa, se distinguen formas semejantes a las que Bertolini (1982) describe como **deslizamientos en escalera**, debidas posiblemente a fenómenos de reptación (figura 3). Formas similares son reconocibles en las áreas de los perfiles I y 9.

b) Campos de dunas: este tipo de acumulaciones es frecuente en el tramo de costa comprendido entre punta Villarino y Promontorio Belén. Hay dos sectores de mayor desarrollo: uno al este de Baliza San Matías, de aproximadamente 10 km de extensión y 5 km de ancho máximo y otro entre caleta de los Loros y bahía Creek que, según González Díaz (*op. cit.*) alcanza a penetrar 45 km en el continente. En el sector costero se observan vastas extensiones de médanos móviles y fijos por vegetación. Los primeros son en general de tipo barjanoide mientras que los segundos presentan formas menos definidas. El sentido de avance en el área de Baliza San Matías parecería ser de dirección noroeste-sureste, mientras que en bahía Creek lo sería del suroeste al noreste. Es probable que existan direcciones contrapuestas y superpuestas, relacionadas con condiciones cambiantes del rumbo de los vientos predominantes (González

Díaz, *op. cit.*). En bahía Creek pudo constatarse el desplazamiento actual, ya que una edificación precaria próxima a la costa está siendo sepultada por un médano.

Llanuras de marea: El sector de mayor desarrollo se encuentra en caleta de los Loros, donde el agua penetra en una amplia escotadura de unos 15 km² de superficie y de escasa pendiente, favoreciendo la depositación de sedimentos finos limo-arcillosos en extensas áreas planas a causa de la baja energía de las mareas.

Los desplazamientos de la masa de agua producen una compleja red de drenaje dendrítica sobre estos planos deposicionales. Una morfología similar se halla en el Bajo de San Antonio al norte de la península Villarino.

Carcavamientos y torrenteras: Estas formas erosivas se presentan casi exclusivamente en el sector de la costa que se extiende al oeste de la caleta de los Loros. Se trata de geoformas originadas por erosión retrocedente sobre bordes de barrancas o planicies elevadas por acción de torrentes, producto de lluvias esporádicas y torrenciales características de esta región.

a) Arcas de carcavamiento: se han desarrollado en los sectores de playa de los perfiles I y 9. Aquí pudo observarse un sistema de cañadones y pe-

queños barrancos asociados a relictos de erosión en forma de crestas o cerritos aislados. La barranca en retroceso tiene forma irregular y cierra hacia el continente el área erosionada. Los extremos terminales de los cauces temporarios revelan la escasa competencia actual de los escurrimientos superficiales, ya que no alcanzan en el presente el nivel de playa. En ambos casos la formación de cordones medanosos interpuestos indican este carácter poco activo. El escaso caudal se infiltra rápidamente en el sedimento arenoso.

b) En cuanto a las torrenteras: éstas pudieron observarse en la costa que se extiende al occidente de Barranca Final donde no existe acantilado. Afectan a geoformas marinas antiguas a las que cortan en dirección casi perpendicular a la línea de costa. Sirven de cauce a las aguas producidas por lluvias y son por lo general estrechas y de escasa longitud. Hacia sus cabeceras suelen ramificarse en una serie de cañadones menores. Sus desembocaduras llegan al nivel de playa actual aunque en la mayoría de los casos se ven ocluidas por acumulación de rodados de playa en forma de barras. Se supone que se trata de condiciones estacionales ya que las lluvias en la zona son escasas y la circulación de aguas de escurrimiento continental es excepcional.

En el resto de la costa, donde ésta tiene carácter de acantilado, no se ha reconocido la presencia de las mencionadas formas de erosión, posiblemente por una inversión de la pendiente. Es probable que esto se deba a que el borde del acantilado está algo más elevado, ya que los sedimentos de la Formación Río Negro parecerían mostrar en algunos sectores un suave buzamiento hacia el continente, en dirección nor-noreste.

Paleoformas

Paleoacantilado. A partir de la bajada al balneario de bahía Creek y en dirección a la caleta de los Loros, el acantilado cambia su rumbo oeste por la dirección noroeste, internándose en el continente y bordeando la entrada oriental de la caleta (figura 4). En este sector toma carácter de paleoacantilado mostrando las siguientes características:

a) Disminución paulatina del ángulo de la pared, hacia un ángulo muerto, sin evidencias de derrumbes al pie.

b) Acumulación de una franja medanosa de origen cólico, en parte vegetada, que se ensancha ha-

cia el oeste y que separa el acantilado inactivo de la playa actual donde se manifiesta la dinámica marina.

c) Ataque de la pared por erosión hídrica (surcos de erosión) de aguas temporarias de escurrimiento superficial asociadas a lluvias torrenciales.

d) Avance de la vegetación sobre la pared del acantilado.

Características similares presenta el acantilado que se inicia en Barranca Final, con desarrollo hacia el oeste. Es de mayor longitud, extendiéndose hasta las proximidades de punta Villarino y sirve de límite norte al área costera de evolución holocénica. Otro sector donde se presenta esta paleoforma es en balneario El Cóndor donde, a partir del faro Río Negro toma dirección noreste, bordeando por la margen derecha la desembocadura del río Negro.

Cordones. Estas geoformas, de escaso desarrollo en el sector, fueron observadas solamente en bahía Rosas y en la zona del perfil 9.

En el primero de los lugares mencionados se reconocieron por lo menos dos cordones en una franja aproximada de 500 m a partir de la línea de costa actual. Son subparalelos a la misma, de escasa altura y con una longitud de onda cercana a los cincuenta metros. No se pudo determinar su extensión longitudinal ya que se hallan cubiertos en gran parte por médanos fijos. En el área del perfil 9 se presentan paralelos a la línea de costa y a una distancia no mayor de 200 m de la misma. Constituyen una serie de pequeños cordones de rodados, en parte cubiertos por médanos vivos, lo que dificulta la determinación de su extensión longitudinal (figura 5).

Playas colgadas. Esta geoforma, definida por Mailhe (*op. cit.*), se ha observado en el área de costa comprendida entre Baliza San Matías y Barranca Final, particularmente en el sector occidental de dicho tramo correspondiente a los perfiles 3 y 5. Se determinaron dos terrazas pertenecientes a antiguos niveles de playa, en su mayor parte sepultados por acumulaciones medanosas o cólicas mantiformes de la Formación Punta Villarino.

Actualmente el nivel de playa antigua más elevado no sobrepasa los 15 m sobre el nivel del mar. En gran parte están cubiertas por rodados retrabajados, cuyo tamaño promedio no supera los 2

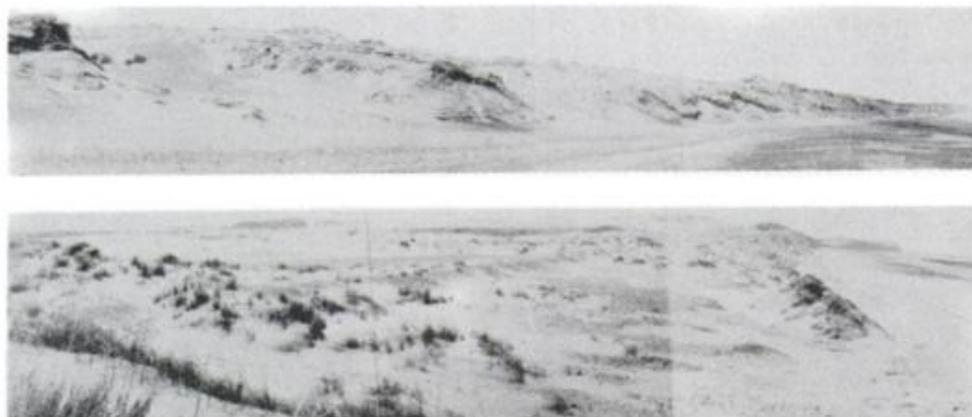


Figura 4: Área de bahía Creek. Comienzo del palcoacantilado. Presencia de cordones de rodados y acumulaciones medianosas al pie. Se observan efectos de erosión hídrica y áreas vegetadas. Figura 5: Área del perfil N° 9. Antiguo bajo elevado. Se destacan cordones de rodados paralelos a la costa sobrepuestos a la antigua playa elevada. Se observa una franja de acumulación arenosa semivegetada interpuesta entre la playa actual y el primer cordón de la playa elevada.

cm; son discoidales y aplanados con típico trabajo marino de playa, entremezclados con fragmentos de conchillas de la Formación San Antonio.

En las fotos aéreas es posible reconocer una línea de costa elevada (figura 2) que determina para esta zona un ancho máximo aproximado de 1500 m.

Médanos fijos y degradados. Coronando la pila sedimentaria de algunos sectores del acantilado pudieron reconocerse niveles arenosos con estructuras estratificadas de tipo horizontal y diagonal. Estas aparecen cubiertas por formaciones medianosas recientes. En la bajada al balneario de bahía Creek se observó claramente expuesta esta palcoforma, constituyendo un nivel cuspidal del acantilado. Se trata de un horizonte que manifiesta las características descritas, de no más de un metro de espesor. Esta acumulación mantiforme se interpretó como correspondiente a médanos degradados. Otra área donde pudo observarse esta palcoforma es la correspondiente al perfil 13.

ESQUEMA DE EVOLUCION MORFOLOGICA HOLOCENA

Con el objeto de trazar el esquema evolutivo del epígrafe y dadas las características morfológicas del área anteriormente descritas, resulta conveniente considerar dos sectores bien definidos:

1) Sector occidental: desde punta Villarino hasta Barranca Final.

2) Sector oriental: desde Barranca Final hasta balneario El Cóndor.

Sector occidental: los rasgos más destacados del mismo son:

- a) Carácter progradacional en la evolución holocénica y actual.
- b) Desarrollo de una playa continua.
- c) Costa rectilínea sin salientes rocosas notables ni entradas de mar.

Los caracteres indicadores de la progradación del sector están evidenciados por la presencia de playas colgadas y llanuras de marea interpuestas que se desarrollan entre la línea de costa actual y, en algunos sectores, hasta la isohipsa de 50 m.

Se determinó la presencia de por lo menos dos niveles de paleoplayas que, sin bien no han sido datadas en forma absoluta, pueden considerarse holocénicas por estar integradas por sedimentos de la Formación San Antonio. Estas palcoformas están cubiertas en parte por depósitos cólicos de carácter medianoso o mantiforme. Los médanos pueden estar fijados por vegetación o ser vivos, lo que indica que se trata de formas en evolución actual desde las etapas iniciales de su formación en el Reciente.

Otras formas de evolución actual en el sector son los cañones y cárcavamientos que sirven de drenaje a las aguas torrenciales esporádicas que esurren desde los niveles elevados del palcoacantilado hacia la playa. Son estrechos y planos y cortan los depósitos de la Formación San Antonio. Sus desembocaduras suelen estar ocluidas por cordo-

nes de rodados de la playa alta que no alcanzan a ser cortados por las aguas continentales. Esto indica una mengua en la capacidad erosiva del agente hídrico, posiblemente por lo escaso de su caudal y por el hecho de producirse una rápida infiltración de las aguas que discurren a través del sedimento grueso de los cordones. Puede contribuir también a ello la escasa pendiente de estas formas por ser muy niveladas en su tramo terminal.

Un elemento morfológico destacado de este ambiente litoral es la playa actual. Este es un sector que evoluciona en función de la dinámica marina. Los materiales que la integran son denominados por Angulo *et al.* (1978) Sedimentos Litorales (ver cuadro I). Se destaca como rasgo sobresaliente de la actual dinámica la tendencia a la buena selección granulométrica, con presencia de cordones de rodados en la playa alta y acumulaciones de arenas y limos en la playa baja, como así también en las partes reparadas de las plataformas rocosas. Estos rasgos podrían tomarse como evidencia de que en la actualidad continúa el carácter progradacional de estas costas. Por otra parte la abrasión marina que actúa sobre la plataforma rocosa aflorante en la playa baja, constituida por la Formación Baliza San Matías, no parece muy intensa. En efecto, no se observan a lo largo de la costa detritos de dichos materiales en forma de bloques o de grandes fragmentos que indiquen su remoción hacia la playa media o alta. En cambio es posible encontrar afloramientos aislados de dicha formación en la playa media semicubiertos y separados por extensas acumulaciones arenosas, lo que testimonia el movimiento de dichos materiales en la playa actual. Otra característica que evidencia la unidad evolutiva de este sector es la continuidad de la playa y la modificación gradual de sus rasgos morfológicos hacia el este. En general es más ancha hacia la zona de Baliza San Matías y punta Villarino (490 m) en el perfil N° 1 y se estrecha gradualmente hacia el sector de Barranca Final (240 m) en el perfil N° 8. Asimismo se incrementa la pendiente de la playa en el mismo sentido, desde 1,6 % en Baliza San Matías hasta 3,9 % a la altura del perfil N° 7. La línea de costa es en consecuencia aproximadamente rectilínea, sin salientes o entrantes notables.

Sector oriental: el rasgo más destacado de este sector es la presencia del acantilado que limita la playa alta. El mismo muestra las siguientes características morfológicas:

a) Discontinuidad: pueden reconocerse por lo menos dos sectores importantes como son caleta de los Loros y bahía Rosas y otros menores, tales como el área aledaña al perfil N° 9 y al perfil I.

b) Altitud variable: comienza en el área de Barranca Final con una altura de 30 m para culminar en el Promontorio Belén con 111 m donde alcanza su máximo desarrollo; luego decrece hasta alcanzar los 25 m en el faro Río Negro.

c) Carencia de proyecciones: hay escaso número de salientes o puntas que se internan en el mar, siendo las más destacadas punta Bermeja y punta Mejillón.

La evolución morfológica de este sector ha tenido un comportamiento diferencial determinando que las condiciones evolutivas actuales sean también diferentes en las distintas áreas. Un ejemplo destacable en este sentido lo constituyen los dos sectores discontinuos correspondientes a caleta de los Loros y bahía Rosas. Ambas escotaduras representan probablemente zonas de bajos que han quedado abiertos al mar como consecuencia de la erosión retrocedente del acantilado por abrasión. Es probable que la apertura de la bahía Rosas corresponda a una etapa preholocénica ya que en la misma ha podido reconocerse un nivel elevado de paleoplaya con desarrollo de cordones litorales integrado por sedimentos de la Formación San Antonio. La presencia de médanos costeros en evolución indica solamente acción dinámica eólica actual en este sector. La amplia playa de rodados de fuerte gradiente, muestra asimismo el carácter constructivo por acción marina de dicha bahía, lo que no afecta en el presente al paleoambiente antes mencionado. Condiciones similares, aunque de dimensiones más reducidas, presenta el sector del perfil N° 9. La caleta de los Loros, en cambio, es un área de características progradantes que se encuentra en plena evolución actual, constituyendo una zona de depositación de sedimentos arenosos finos y fangosos relacionada con la dinámica de marcas actuante en esta costa. Esta diferencia evolutiva podría deberse ya sea a que la apertura de este bajo es holocénica reciente o por tratarse de una depresión que se encontraba originalmente a un nivel inferior que la anteriormente descripta.

El acantilado propiamente dicho muestra ciertas diferencias evolutivas durante el Holoceno. El tramo comprendido entre Barranca Final y caleta

de los Loros presenta carcavamientos incipientes de escasa penetración que van desde algunos cientos de metros a no más de un kilómetro. Estos cañadones son el resultado de la dinámica hídrica relacionada con el escurrimiento de aguas torrenciales esporádicas continentales desde el borde de la meseta. Esta característica se vincula con dos rasgos morfológicos típicos de la región:

a) Existencia de una pendiente regional con dirección sur-suroeste que produce el escurrimiento de las aguas continentales hacia la costa.

b) Escasa acción abrasiva marina sobre el acantilado, con excepción de lugares como punta Mejillón. En cambio comienza a manifestarse el carácter retrocedente del acantilado por erosión hídrica continental, determinando un borde dentado e irregular del mismo.

El tramo comprendido entre caleta de los Loros y balneario El Cóndor muestra por su lado caracteres evolutivos morfológicos propios:

a) Los extremos terminales están constituidos por paleoacantilados. En el límite occidental, a partir de bahía Creek, comienza a configurarse este rasgo en dirección a caleta de los Loros. El acantilado pierde altura y se interna hacia el noroeste, disminuyendo su angularidad por acumulación de derrumbios; con carcavamientos poco desarrollado por acción hídrica continental y depósitos eólicos medanosos que se interponen entre su base y el inicio de la playa actual. El extremo oriental, a partir de faro Río Negro, se inclina hacia el noreste apartándose de la costa para flanquear por la margen derecha la desembocadura del río Negro. Angulo *et al.* (1982) atribuyen la construcción de estas paleoformas a la ingresión holocena que permitió la depositación de sedimentos de la Formación San Antonio en las áreas deprimidas vecinas.

b) Ausencia de drenaje continental con pendiente hacia el mar. No se han observado en el sector carcavamientos de origen torrencial; es frecuente en cambio la presencia de bajos sin salida hacia el norte del borde del acantilado lo que significaría que dicho borde se encuentra en general emplazado sobre una cota de mayor altitud que los terrenos aledaños (perfiles A, B y C, figura 2). Es también casi constante la presencia de una estrecha franja medanosa adosada a dicho borde.

c) Existencia de sectores activos y estabilizados a lo largo del acantilado. La evolución actual de es-

ta geoforma no parece depender en su totalidad de la acción marina. Sólo las áreas de franca abrasión vinculadas a los sectores de puntas o salientes han desarrollado rasgos morfológicos típicos tales como: plataformas de abrasión, pilares de rompiente, medias cañas de erosión, acumulaciones de rodados al pie del acantilado, depósitos de derrumbes activados o retrabajados en forma intermitente por acción de olas y mareas. Los sectores protegidos, próximos a bahías o entrantes menores, presentan caracteres de estabilización tales como: acumulaciones de sedimentos provenientes del acantilado al pie del mismo, con cierto grado de compactación y vegetados en parte; zonas de derrumbes sin evidencias de retrabajo marino en la base, con rasgos eólicos y algún desarrollo de vegetación; acumulaciones arenosas al pie de la barranca; permanencia de los médanos al reparo sobre el borde del acantilado, etc.

Las características antes enunciadas indicarían una tendencia a la estabilización del acantilado, teniendo en cuenta lo limitado de las áreas activas donde además la acción abrasiva no es de gran magnitud.

Con respecto a la playa actual, la misma se extiende en forma contigua a lo largo del pie de toda el área acantilada. Sus rasgos, de regular constancia, son:

a) Un perfil formado por dos sectores bien diferenciados. La playa baja constituida por una plataforma de abrasión por olas y una zona distal de acumulación de arena, rodados y fragmentos de rocas; con formación en algunos sectores de bermas y canales de escurrimiento y retorno.

b) En general es estrecha y de fuerte pendiente, el ancho aumenta y el gradiente disminuye hacia sus extremos (balneario Bahía Creek y balneario Playa Bonita).

Han podido observarse rápidos cambios evolutivos posiblemente estacionales o de cortos períodos ya que, en cortes verticales de los sedimentos acumulados en la playa, es posible reconocer cambios granulométricos y texturales muy bruscos.

Esto parecería reflejar rápidas variaciones en los valores de energía de olas y mareas como así también de las pendientes. Además, la pobre selección vertical es otro indicio de las modificaciones señaladas.

CONSIDERACIONES

En base a los rasgos geomórficos de la costa estudiada y el esquema evolutivo propuesto para el Holoceno pueden postularse algunas consideraciones sobre los mecanismos que han determinado el modelo morfológico actual del área costera y aledaña.

La presencia de dos depresiones al este y al oeste del Promontorio Belén, como son el Bajo de la Ensenada y la caleta de los Loros, podrían considerarse como los centros de control de la actual modelación topográfica. El sector del Promontorio Belén parece haberse comportado como un área positiva, a partir de la cual los terrenos de la zona costera habrían estado sometidos a una modelación principalmente áeua durante el Holoceno y hasta la actualidad. Como ya se indicara ambas depresiones habrían sido invadidas por el mar al producirse su apertura por erosión retrocedente del acantilado. En base a rasgos topográficos se podría considerar que la ingresión sería de escasa penetración, sin superar los 50 m a 60 m, dada la continuidad de las isohipsas que marcarían áreas actuales de erosión retrocedente por acción hídrica temporaria. Tal ingresión se habría extendido sobre una superficie topográfica preelaborada dentro de esos límites. El ingreso por bahía Rosas habría ocupado el área deprimida conocida en la actualidad como Bajo de la Ensenada, migrando a través de extensas planicies de inundación hacia el noreste y oeste dentro de los valores acotados precedentemente. Durante este período se habrían producido las acumulaciones medanosas que coronan el acantilado en este sector, las cuales han sido descritas como médanos al reparo, por acción predominante de vientos continentales. Este esquema se asemejaría al de tipo "a" propuesto por Jennings (en Twidale, 1976) para explicar el origen de los denominados *cliff-top dunes*.

El sector llamado caleta de los Loros, constituyó la vía de ingreso marino de la sección occidental, la que se habría extendido en dirección noroeste y oeste. Los límites y características de la ingresión serían similares a los de la parte oriental y muy probablemente ambas casi contemporáneas. Es factible también que la depresión centrada en esta caleta haya sido originalmente de nivel menor y de más bajo gradiente.

Producida la regresión, ambos sectores se continentalizan y quedan sometidos a la acción hídrica y eólica con sistemas de escurrimiento diferenciados. En la porción oriental se constituyen pequeñas redes de torrenteras con drenaje centripeto, siempre de desarrollo continental y sin pendiente marina ya que la cornisa del acantilado es de nivel superior con respecto al área del continente. El sistema mejor constituido lo configura el Bajo de la Ensenada con cotas de hasta 3 m bajo el nivel del mar. La parte occidental, en cambio, ha desarrollado un sistema de drenaje con pendiente marina de tipo dendrítico.

Dada la permanencia de médanos al reparo en la cornisa del actual acantilado entre bahía Creek y faro Río Negro, podría suponerse que la abrasión marina, al menos luego de la última regresión, no habría sido muy efectiva indicando o bien un eustatismo retrocedente actual o un levantamiento general del sector por lenta epirogénesis.

CONCLUSIONES

Este estudio permite postular que las geoformas presentes a lo largo de la costa norte del golfo San Matías son la consecuencia de eventos que se han sucedido durante el Holoceno. Los mismos se vinculan con la ingresión que da origen a los depósitos de la Formación San Antonio y con agentes dinámicos actuales de tipo eólico e hídricos, tanto marinos como continentales. Dichos eventos se acompañarían por factores endógenos que provocarían suaves reajustes en los bloques de base. Tal circunstancia quedaría evidenciada en que las diferencias morfológicas observadas en geoformas derivadas de idénticas litologías, tal el caso de la Formación Río Negro, no parecerían responder a un único agente dinámico exógeno, como lo serían las variaciones del nivel marino.

AGRADECIMIENTOS

Al personal profesional y técnico del Laboratorio de Geología Marina del I.A.D.O. que colaboró en las tareas de campaña. Al técnico W. Melo por la realización de los dibujos y al técnico E. Giolitti por su colaboración en la confección de las ilustraciones fotográficas.

Al plantel profesional del Instituto Tecnológico de Minería y Aguas Subterráneas "Los Alamos"

por el valioso apoyo logístico prestado en el área de trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. Mus. La Plata, Rev., nueva serie, 5 (Geol. 36): 245-310, La Plata.
- ANGULO, R., F. FIDALGO, M. GOMEZ PERAL y E. SCHNACK, 1978. Las ingresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades (provincia de Río Negro). VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, (I): 271-283, Buenos Aires.
- _____ y _____, 1981. Geología y Geomorfología del Bajo de San Antonio y alrededores, provincia de Río Negro. C.I.C. de Río Negro. Serie: Est. y Doc., 8: 1-27, Viedma.
- _____ y R. CASAMIQUELA, 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del Golfo San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62º30' y 64º30'. Mundo Amegh., 2: 20-73, Buenos Aires.
- BERTOLINI, J. C., 1982. Descripción y clasificación de los movimientos de masa en las barrancas entrerrianas del río Paraná, República Argentina. Vº Congr. Latinoamer. de Geol., Actas, IV: 47-52, Buenos Aires.
- CAMACHO, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (4): 253-280, Buenos Aires.
- FAIRBRIDGE, E. W., 1968. The Encyclopedia of Geomorphology. Ed. Reinhold Book Co., III: 1-1295, New York.
- FERUGLIO, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dir. Gral. de Yac. Petr. Fisc., III: 1-431, Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 430-443, Buenos Aires.
- _____ y J. RABASSA, 1984. Los depósitos cuaternarios. IXº Congr. Geol. Arg., Relat., I (II): 301-316, Buenos Aires.
- FRANCHI, M. R., F. E. NULLO, E. G. SEPULVEDA y M. A. ULIANA, 1984. Las sedimentitas terciarias. IXº Congr. Geol. Arg., Relat., I (9): 215-266, Buenos Aires.
- GONZALEZ DIAZ, E. F., y E. C. MALAGNINO, 1984. Geomorfología. IXº Congr. Geol. Arg., Relat., I (13): 347-364, Buenos Aires.
- MAILHE, A. R., 1972. Terminología relacionada con la geomorfología litoral y submarina. Mus. Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia". Publ. Ext. Cult. y Did., 19: 1-112, Buenos Aires.
- OTTMANN, F., 1967. Introduction a la Géologie Marine el Littorale. Masson et Cie Ed., 1-259, Paris.
- PERILLO, G. M. E. y J. O. CODIGNOTTO, 1987. Ambientes costeros. Simp. Amb. y Mod. Sediment., (en prensa), San Miguel de Tucumán.
- TWIDALE, C. R., 1976. Analysis of Landforms. John Wiley & Sons Ed., 1-572, Sydney.

Recibido: 27 de agosto, 1987
Aceptado: 14 de marzo, 1989

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

CONICET
Instituto Argentino de Oceanografía

ESTUDIOS PALEONTOLOGICOS Y PALEOMAGNETICOS PRELIMINARES DE LA FORMACION LEPA (RIO GUALJAINA - CHUBUT)

Haroldo Vizán

RESUMEN

En esta contribución se presentan estudios paleontológicos y paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepá. De la comparación de los datos obtenidos en ambas disciplinas surge que la edad de los fósiles estudiados es consistente con la que le correspondería a la posición del Polo Geomagnético Promedio obtenido. A su vez, se obtiene la paleolatitud del área donde se depositaron los sedimentos de las unidades estudiadas y se observa que las magnetizaciones remanentes estables registradas en los niveles estudiados son consistentes con las registradas en los niveles más bajos del Complejo Marifil.

ABSTRACT

Preliminary paleomagnetic and paleontologic studies of Lepá Formation are reported. Data of both disciplines are compared. Fossils age is consistent with the age that would correspond to the position of the Geomagnetic Pole obtained. Paleolatitude of the area, where the sediments of studied units were deposited, is also obtained. Polarities of stable remanent magnetization (S.R.M.) registered in the studied levels of Lepá Formation are consistent with the polarities of S.R.M. registered in the lower levels of Marifil Complex.

INTRODUCCION

La presente contribución contiene un estudio paleontológico y datos paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepá (Rolleri, 1970). Los resultados obtenidos a través de ambas disciplinas son analizados con el objetivo de verificar consistencias entre los mismos.

El material paleontológico se recogió de un perfil estratigráfico reconocido en la margen derecha del río Gualjaina en las inmediaciones de la cabaña Arroyo Pescado. Las muestras paleomagnéticas proceden de un perfil colindante al que presenta los fósiles.

El río Gualjaina corre por el Chubut Occidental y delimita los departamentos de Languineo y Futaleufú y es la continuación septentrional del río Tecka a partir de la afluencia del arroyo Pescado.

El área donde se efectuaron los muestreos se sitúa en el extremo noroccidental de la Hoja 44c, Tecka, de la Carta Geológica Económica de la República Argentina, la cual corresponde geológicamente a una faja de transición entre la Patagonia Central y la Cordillera Patagónica y queda comprendida íntegramente en el sector extraandino.

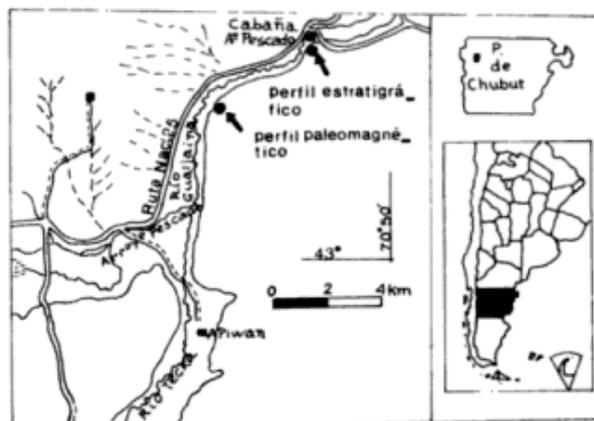


Figura 1: Plano de ubicación.

Para acceder a la región se debe transitar la Ruta Nacional N° 25, que en este sector se extiende a la vera del río Gualjaina (figura 1).

RESEÑA BIBLIOGRAFICA

En el área que nos concierne la Formación Lepá fue estudiada por Volkheimer (1965), Cazau (1967, 1968), Rolleri (1970), Spikermann (1977) y Gabaldón y Lizuaín (1982). Las litologías descritas por estos autores corresponden a conglomerados, areniscas, sabulitas, tobas y pelitas a las que asignan edad liásica; ya sea por los fósiles que reconocen, o bien por considerar que estas rocas son similares a otras que afloran en áreas cercanas y pertenecen al Lias.

Gabaldón y Lizuaín (1982) consideran que en el perfil descubierto en las márgenes del río Gualjaina, los niveles inferiores de la Formación Lepá corresponden a un ambiente continental, de depósitos de canales de tipo anastomosado, sobre los que posteriormente se instauró un régimen marino somero.

La estructura que afecta a la Formación Lepá, como a otras unidades posteriores al Paleozoico, es de bloques (Groeber, 1942; Spikermann, 1977; Turner, 1982). Este último autor reconoce para el área un panorama tectónico de pilares y fosas de carácter regional, como consecuencia de movimientos de bloques elevados desigualmente.

PERFIL ESTRATIGRAFICO DEL QUE SE OBTUVIERON LOS FOSILES

El perfil estratigráfico que a continuación se describe ya fue observado por Gabaldón y Lizuaín (1982) en su estudio paleoambiental.

En esta sección, representada en la figura 2, los bancos liásicos presentan un rumbo predominante N70°O e inclinan al sureste entre 35° y 15°; manteniéndose esta actitud por aproximadamente 500 m en dirección norte-sur a la vera de la margen derecha del río. Las litologías corresponden a epiclastitas, piroclásticas y tufitas que en

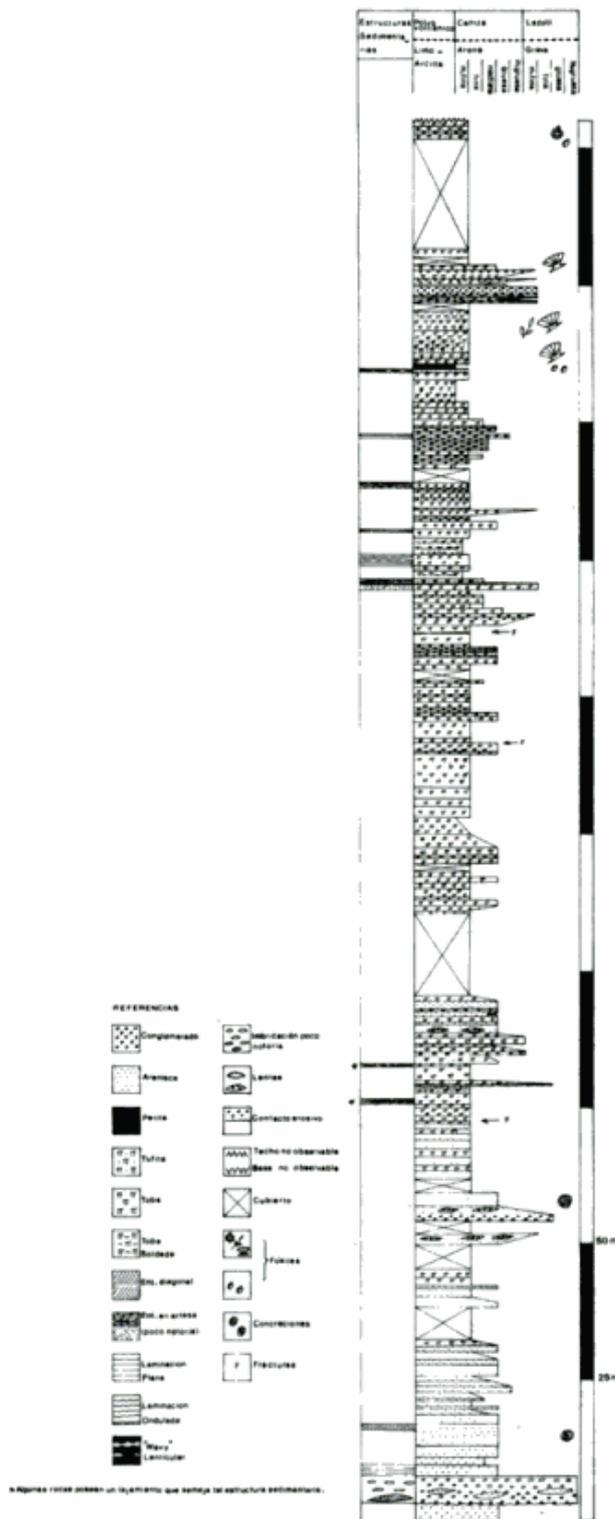


Figura 2: Perfil columnar. * Algunas rocas poseen un lamamiento que semeja tal estructura sedimentaria.

fractura fresca poseen color gris, blanco y castaño. Entre las epiclastitas las areniscas muy finas y las pelitas se hallan fuertemente fracturadas en astillas y las psamitas de grano mediano presentan, en ocasiones, un lamamiento que remeda a la laminación entrecruzada en artesa. Las litologías restantes poseen fracturas irregulares.

A la vera del río Gualjaina no se reconoce la discordancia que separa al Antracolítico de los depósitos liásicos y tal como lo observa Volkheimer (1964), la secuencia comienza con psamitas estratificadas con laminación entrecruzada entre las que se observan lentes conglomerádicas. En estos últimos los clastos no superan los 20 cm y se hallan vagamente imbricados.

Sobre la secuencia descrita se repiten paquetes de areniscas, tufitas, piroclastitas y esporádicos bancos de sabulitas que a través de contactos erosivos, se apoyan sobre distintos estratos.

De los términos más altos de la columna estratigráfica reconocida, se recogieron los fósiles estudiados. Los clastos que constituyen estas unidades muestran microscópicamente caracteres de tefra: cristales angulosos y fracturados y fragmentos líticos; pero no se observan trizas vítreas o sus productos desvitrificados.

ESTUDIO PALEONTOLOGICO

Con la finalidad de clasificar los fósiles hallados se recurrió a bibliografía general sobre paleontología jurásica y bibliografía específica sobre los grupos taxonómicos encontrados. Se consultaron las siguientes publicaciones: Jaworski (1913, 1925a, 1925b), Piatnitzky (1936), Carral Tolosa (1942), Leanza (1943), Feruglio (1946, 1949), Cazaubón (1947), Blasco *et al.* (1978), Levy y Blasco (1981) y Hillebrant (1981).

Descripción de los Fósiles

Todos los fósiles encontrados corresponden a moldes que están cubiertos por óxidos de hierro y son en general fragmentarios.

Clase BIVALVIA Lineo, 1758
Subclase PTERIOMORPHIA Beurlen, 1944

Orden PTERIOIDA Newel, 1965
Suborden PTERIINA Newel, 1965
Superfamilia PECTINACEA Rafinesque, 1815

Familia PECTINIDAE Rafinesque, 1815
Género *Weyla* Bohn, 1922
Especie tipo *Pecten alatus* von Buch, 1835 (designación original)

Weyla aff. alata

Descripción: Valva derecha fuertemente convexa, izquierda casi plana. Aurículas bien desarrolladas, con costillas bien marcadas. Ornamentación de la valva inferior con 11-13 costillas muy gruesas y algo aplastadas, cayendo escarpadamente hacia los interespacios; valva superior con 11-13 costillas un poco más delgadas. No se observan costillas en los interespacios, ni sobre las costillas (Lámina I: a y b).

Ejemplar cp BA 12944, dimensiones:

Altura: 32 mm

Longitud: 45 mm

No pudieron establecerse otras dimensiones .

Subclase HETERODONTA Neumayr, 1884

Orden VENEROIDA Adams y Adams, 1856

Superfamilia LUCINACEA Fleming, 1828

Familia LUCINIDAE Fleming, 1828

Subfamilia LUCININAE Fleming, 1828 (Gen et Sp ind.)

Descripción: Conchilla de tamaño mediano, de contorno prácticamente subcircular, umbones prosógiros situados aproximadamente en el nivel medio de la longitud total de la conchilla. La superficie valvar está provista de finas costillas concéntricas que se encuentran separadas por espacios intercostales más anchos que aquéllas. (Lámina I: c).

Discusión: Este ejemplar se asemeja a *Lucina payllalefi*, descrita por Leanza (1943). Esta especie se encuentra en capas con *Pecten bodenbenderi* en los depósitos liásicos de Piedra Pintada.

Ejemplar cp BA 12945, dimensiones:

Altura: 32 mm

Longitud: 30 mm

Espesor: 5 mm

Subclase PALEOHETERODONTA Newcl, 1965

Orden TRIGONIOIDA Dall, 1889

Superfamilia TRIGONACEA Lamarck, 1819

Familia TRIGONIDAE Lamarck, 1819

Género *Trigonia* Brughiere, 1879

Especie tipo *Venus sulcata* Hermann, 1781

Trigonia Sp

Discusión: Se han encontrado moldes que corresponden a este género, no se pudo establecer una mayor clasificación taxonómica.

Clase CEPHALOPODA Cuvier, 1779

Subclase AMONOIDEA Zittel, 1884

Superfamilia HILDOCERATAcea Hayatt, 1867

Familia HILDOCERATIDAE Hayatt, 1867

(Gen et Sp ind.)

Material: Un molde de una sección lateral de una forma juvenil (no supera el cm de diámetro); un molde de una sección ventral (Lámina I: d y e).

Descripción: Conchilla plana evoluta, vientre unicarenado, paredes umbilicales abruptas; costillas suavemente falcoides.

Discusión: Se observan similitudes con el género *Arietoceras*, citado por Hillebrandt (1981), para el Pliensbaquiano superior de Chile, en la zona de *Fanninoceras be' redseni* (Jaw.) en Hillebrandt (1981) y en Hille-

brandt (1987, Lámina III, figuras 8 y 12). También se observaron semejanzas con los géneros *Leptolaceras* y *Whybyceras* que se encuentran en el Jurásico bajo de Inglaterra (Moore, 1957). Los dos primeros géneros corresponden a la subfamilia Arieticeratinae del Pliensbaquiano alto, distribuido en depósitos del antiguo mar de Tethys y en ocasiones en Inglaterra y Japón. El género *Whybyceras* corresponde a la subfamilia Harpoceratinae, íntimamente relacionada con la subfamilia anterior y se distribuye en sedimentos del Pliensbaquiano alto-Toarciano.

Por lo mencionado anteriormente, se asume para los fósiles encontrados una edad pliensbaquiana alta-toarciana.

FLORA

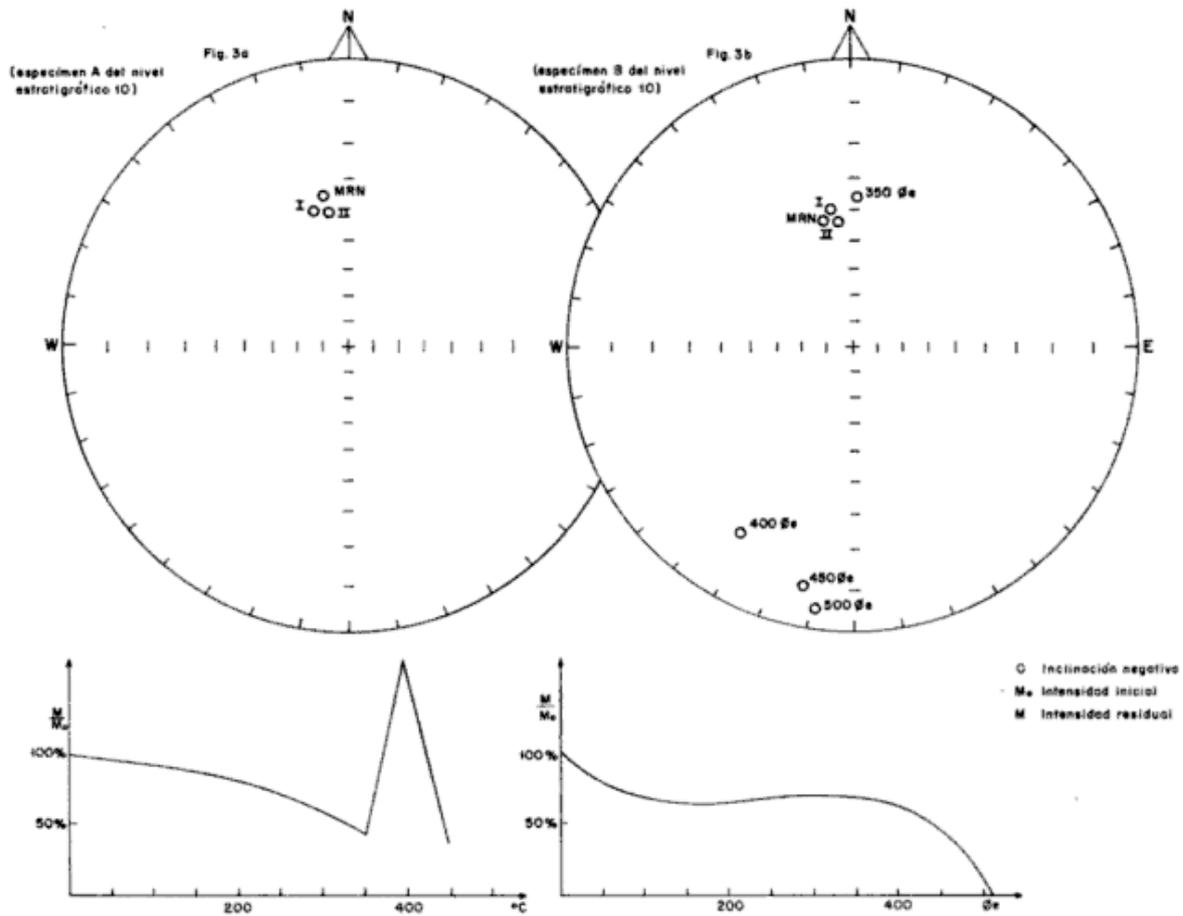
Discusión: Se hallaron restos de plantas imposibles de clasificar. Algunos de ellos se encontraban en un mismo nivel estratigráfico con restos de Pectínidos.

ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS

Labor experimental

Para acceder a los resultados paleomagnéticos que se detallan en la siguiente contribución, se realizó una serie de tareas de campo y gabinete sucesivas y coordinadas, siguiendo la cronología clásica de este tipo de estudios (Valencio, 1980).

En campaña se obtuvieron muestras convenientemente orientadas de un perfil, cuya secuencia estratigráfica se correlaciona con la que presenta los fósiles, ubicada a unos 500 m de esta última. El paquete estratigráfico analizado paleomagnéticamente posee rumbo norte-sur e inclina 40° al este y se halla constituido por tobas y brechas andesíticas que cubren un espesor del orden de los 100 m. De estos niveles se recolectaron muestras que petrográficamente corresponden a tobas vitrocrystalinas de composición ácida, entre cuyos componentes se observaron titanomagnetitas que en algunas muestras alcanzan el 1 % del total.



Figuras 3a y 3b: Representaciones de valores de magnetizaciones remanentes residuales de muestras piloto de un mismo nivel estratigráfico. En los estereogramas se representaron las direcciones con correcciones de campo y estructura. Con I y II se señalan direcciones coincidentes. 3a) Desmagnetización térmica: I: 50, 100, 150, 200 y 250 C. II: 300, 350, 400 y 450 C. 3b) Desmagnetización por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes: I: 50, 100, 150 y 300 Oe. II: 200 y 250 Oe. Las representaciones cartesianas corresponden a intensidades relativas versus valores pico de desmagnetizaciones.

Las primeras tareas desarrolladas en gabinete consistieron en preparar las muestras y medir el magnetismo remanente natural (MRN) y la susceptibilidad magnética de las mismas.

Sobre la base de los MRN obtenidos se seleccionaron muestras piloto representativas de los diferentes niveles estratigráficos, que fueron sometidas a los clásicos métodos de análisis de estabilidad de remanencia magnética, empleando como métodos desmagnetizantes el de campos magnéticos alternos linealmente decrecientes (Vilas, 1966) y el de desmagnetización por altas temperaturas (Valencio, 1980).

Las temperaturas que se emplearon en las diferentes etapas de desmagnetización

térmica fueron 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400 y 450°C. Luego de cada una de estas etapas se midieron, corrigieron y representaron convenientemente en estereogramas, las direcciones del magnetismo remanente residual (MRR). Así también, se graficaron en sistemas cartesianos las intensidades normalizadas (porcentajes de las intensidades residuales respecto de las intensidades de los MRN) de acuerdo con las temperaturas de desmagnetización correspondientes.

Se observó que después de la etapa de lavado de 400°C se generaba en todos los casos, un aumento desproporcionado de la intensidad del MRR de los especímenes piloto y un concomitante cambio notable de su

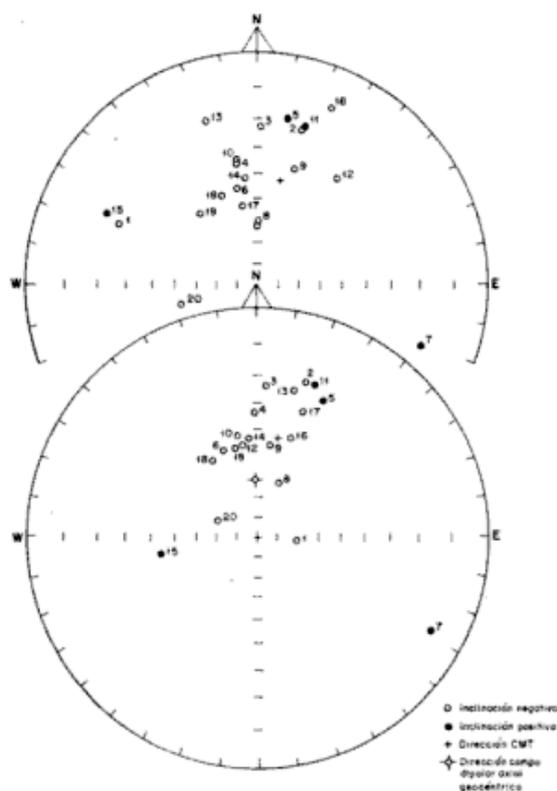


Figura 4a: Direcciones de magnetizaciones remanentes naturales de los niveles estratigráficos analizados. Figura 4b: Direcciones de las magnetizaciones remanentes estables de los mismos niveles.

susceptibilidad magnética relativa. Ello fue interpretado como evidencia de que a temperaturas del orden de 400°C se produjeron cambios mineralógicos (figura 3a, espécimen A del nivel estratigráfico 10). Por este motivo los valores de los MRR para etapas superiores a la de 400°C fueron descartados.

Los lavados por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes efectuados en las otras muestras piloto, se realizaron en etapas sucesivas con campos alternos pico de 50, 100, 150, 200, 300, 350, 400, 450 y 500 Oe. Los valores de los MRR luego de cada etapa de lavado se graficaron, en función del campo pico correspondiente, en estereogramas y representaciones cartesianas (figura 3b, espécimen B del nivel estratigráfico 10).

Las intensidades normalizadas que corresponden a los MRR aislados en las muestras piloto, sugieren que las fuerzas coercitivas entre los dominios magnéticos pertenecientes a los minerales portadores de tales remanencias, son relativamente bajas. En la figura 3b puede observarse para el espécimen una disminución de los valores de la intensidad normalizada con cada rango pico de desmagnetización, de modo tal que a 500 Oe, la intensidad normalizada es menor al 10 % respecto de la intensidad correspondiente al MRN.

A través del análisis de los estereogramas y representaciones cartesianas de los resultados obtenidos de la labor experimental sobre las muestras piloto, se estimó el magnetismo remanente estable (MRE) de cada uno de estos especímenes (Valencio, 1980) y se decidió el método de lavado más adecuado a emplear en cada una de las muestras restantes, con los valores de temperaturas o campos desmagnetizantes consecuentes.

La labor experimental sobre el resto de las muestras consistió en un tratamiento análogo al de las muestras piloto. Las temperaturas pico de desmagnetización aplicadas oscilaron en 250 , 300 y 350°C . Para las muestras lavadas por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes se utilizaron campos pico de: 300, 350 y 400 Oe.

A través del análisis de los resultados obtenidos en cada muestra en particular, fue posible determinar los lavados óptimos en los cuales se aisló el MRE de las mismas.

En las muestras sometidas a desmagnetizaciones térmicas, el MRE de cada una se obtuvo, en general, luego del lavado de 300°C ; en los especímenes tratados magnéticamente, los lavados óptimos correspondieron en general a los valores residuales luego de los 350 Oe.

Análisis de los resultados paleomagnéticos

Una vez concluida la labor experimental, se procedió a analizar el comportamiento en conjunto de las muestras estudiadas. En

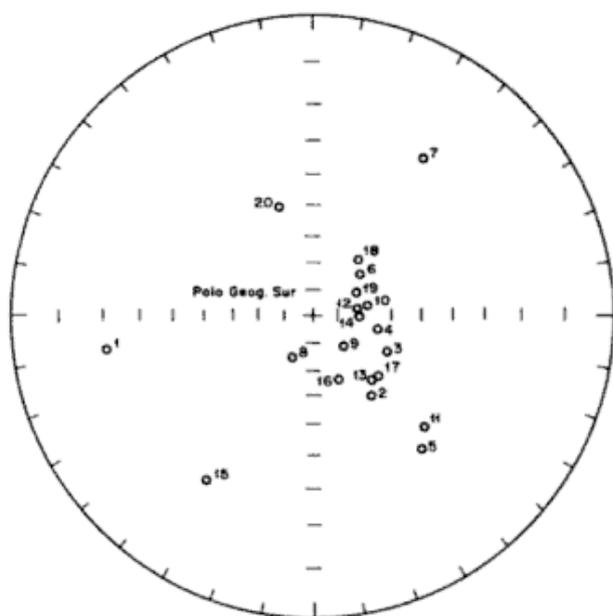


Figura 5: Polos geomagnéticos virtuales de los niveles estratigráficos analizados representados en el hemisferio

sur. Las figuras 4a y 4b se han representado las direcciones del MRN y MRE de todos los niveles estratigráficos estudiados con sus respectivas correcciones de campo y estructura. De la comparación entre estas figuras surge que las direcciones de las MRE presentan un mejor agrupamiento que aquellas de las MRN.

Con cada dirección de MRE y teniendo en cuenta la latitud geográfica del lugar de muestreo se calculó el polo geomagnético virtual (PGV) de cada nivel estratigráfico.

Estos PGV se representaron en la figura 5 en el hemisferio sur de la red estereográfica, donde el centro de la proyección coincide con el polo correspondiente al campo dipolar axial y geocéntrico.

Sobre la base del análisis estadístico propuesto por Fisher (1953), a partir de los PGV se calculó, con una ventana de 40,5 (Valencio et al., 1977) un polo geomagnético promedio (PGP) de la secuencia. El PGP obtenido es: Latitud = 69°S; Longitud = 116°; A₉₅ = 10°; N = 15; R = 14,14; K = 16,17; donde A₉₅ es el valor del semiángulo del cono dentro del cual existe un 95 % de probabilidad de que se encuentre la verdadera posición del PGP; R y K son parámetros indicativos de la precisión del Cálculo y N el número de muestras utilizadas en el promedio.

El valor del PGP obtenido con su círculo de confianza, se representó en la figura 6 conjuntamente con el PGP Marifil y con polos paleomagnéticos (PP) obtenidos por otros autores y referidos al Jurásico; el centro de la proyección coincide con el polo geográfico sur. En el cuadro I están indicados la unidad geológica y o localidad de muestreo de las rocas con las cuales se realizaron los estudios paleomagnéticos de los que se obtuvieron los PP y PGP, las coordenadas y valores de A₉₅ para cada caso y la fuente de información de los datos. En la

Cuadro I:

Nombre	Unid. Geol. o Localidad	Edad Geológica	Edad Radimétrica	Lat.(S)	Long.	A ₉₅	Referencias
SAJ 3	F. Camaraca	Jurásico sup.	157 ± 4	71°	10°	6	Palmer et al. (1980)*
SAJ 2	Maranhao	Jurásico med.	158 ± 12	85°	263°	7	Schult y Guerreiro (1979)*
SAJ 1	Chon Aike	Jurásico med.	166 ± 5	85°	197°	6	Vilas (1974)
MF**	Marifil	Jurásico inf. Jurásico med.	174 ± 10 164 ± 10	77°	133°	19	Mena 1985)
FL**	F. Lepá	Pliensbaquiana alta Toarciana		69°	116°	10	Esta Contribución

* En Oviedo y Vilas (1984)

** Polos Geomagnéticos Promedios

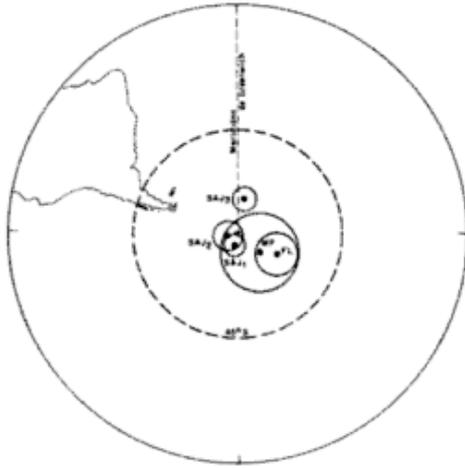


Figura 6: Polos paleomagnéticos y polos geomagnéticos promedios referidos al Jurásico. Ver referencias en el cuadro I.

figura 6 puede observarse que la posición del PGP de la Formación Lepá es coherente, *sensu lato*, con la de los otros PP de América del Sur, de edades equivalentes a la proporcionada por los fósiles aquí descritos. A su vez, el círculo de confianza del PGP para la Formación Lepá incluye el

PGP Marifil obtenido para una secuencia con edades radimétricas comprendidas entre 174 ± 10 Ma y 164 ± 10 Ma.

Es importante señalar que para un lapso que se extiende desde el Pérmico inferior tardío al Jurásico medio, que incluye a la edad que según los fósiles estudiados le corresponde a la Formación Lepá, ha sido sugerido que América del Sur tuvo un período cuasi estático con muy poco o ningún movimiento latitudinal (Valencio, 1980). Los resultados paleomagnéticos preliminares para la Formación Lepá son coherentes con dicha interpretación.

Con el objeto de definir la magnetoestratigrafía de la secuencia estudiada, se calculó el apartamiento polar de cada PGP respecto al PGP obtenido. En la figura 7 se han representado esquemáticamente los apartamientos para cada una de las unidades según el orden normal de la secuencia estratigráfica. En dicho gráfico se asumió una equidistancia vertical entre los distintos estratos de los que se tomaron muestras.

Asimismo, a través del promedio de los MRE obtenidos, se calculó la paleo latitud del área. La paleo latitud obtenida es 18° con un error de $\pm 10^\circ$.

Apartamientos Polares respecto del PGP (lat=-69, long. 116)

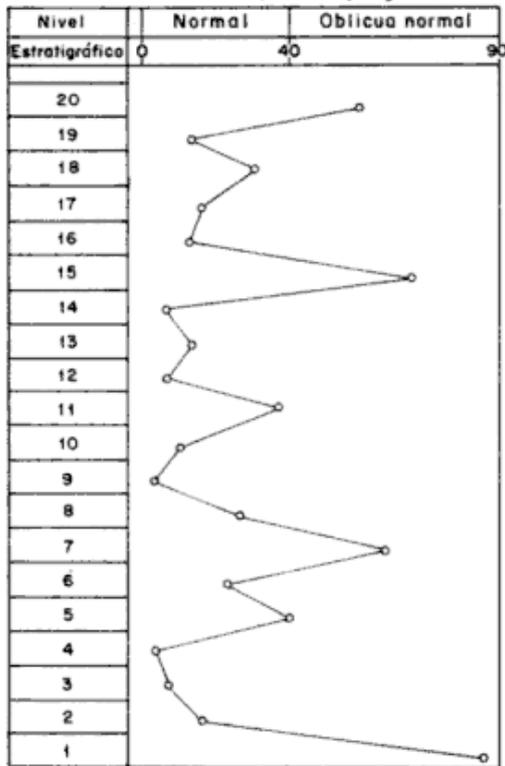


Figura 7: Apartamientos polares de los niveles estratigráficos analizados.

CONSIDERACIONES SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Los fósiles marinos observados en la secuencia, asociados en algunos niveles con restos de plantas, son de facies marinas costeras.

Sobre la base de los estudios paleontológicos se considera que los depósitos sedimentarios poseen una edad pliensbaquiana alta-toarciense. La posición del PGP obtenido para la secuencia estratigráfica estudiada, es consistente con dicha edad. De ello se desprende que para las brechas andesíticas que infrayacen a esta secuencia, puede sugerirse una edad liásica tardía o mayor lo cual concuerda con las consideraciones estratigráficas efectuadas por Spikermann (1977), quien a litologías análogas, allo-

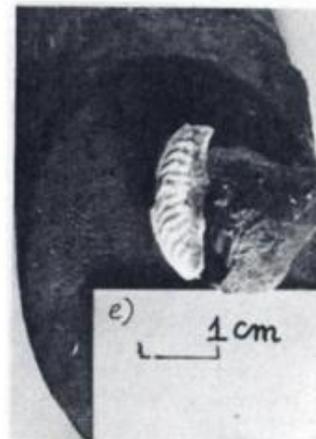
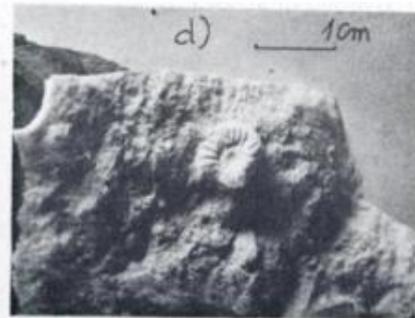


Lámina I: a y b *Weyla aff alata*; a: valva izquierda, b: valva derecha. c: Subfamilia Lucininae. d y e: Familia Hildoceratidae; d: molde sección lateral, f: molde sección ventral.

rantes en los alrededores de la estancia Apiwan (poco al sur del área estudiada), les asigna una edad supuestamente jurásica.

La paleolatitud del lugar de muestreo ($180 \pm 10^\circ$) corresponde a una zona tropical, lo cual es consistente (*sensu lato*) con los fósiles hallados.

Las MRE de las muestras analizadas señalan magnetizaciones de polaridades normal y oblicua normal. Ello concuerda con las polaridades observadas en los MRE de los niveles más bajos del Complejo Marifil estudiadas por Mena (1985) en perfiles de Valcheta y Los Berros. Estos niveles son considerados por Mena (*op. cit.*) como equivalentes de an-

desitas, que a 6 km de Los Berros fueron datadas por el método K/Ar con una edad de 174 ± 10 Ma (Núñez *et al.* en *Mena op. cit.*). Esta edad es consistente con la edad paleontológica que se asume en esta contribución para la Formación Lepá.

Sobre la base de estudios petrográficos y del análisis de las intensidades relativas de las MRR, se sugiere que los minerales portadores de la remanencia magnética estable, pertenecen a la serie de las titanomagnetitas.

AGRADECIMIENTOS

Desco expresar mi profundo agradecimiento al personal profesional y técnico del Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de las Rocas (U.B.A. - CONICET) y del CIRGEO (CONICET). Un agradecimiento especial para el doctor J. P. Spikermann.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BLASCO, G., R. LEVY y F. NULLO, 1978. Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica - Pampa de Agnia (provincia del Chubut). Vº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 407-429, Neuquén.
- CARRAL TOLOSA, E. W. DE, 1942. Observaciones geológicas en el oeste de Chubut (estratigrafía y fauna del Liásico en los alrededores del río Genua). Dir. Minas y Geol., Bol. 51, Buenos Aires.
- CAZAU, L. B., 1967. Relevamiento geológico de la porción sur de la Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen (entre Ñorquinco-Río Tekka-Esquel y Cholila) provincia de Río Negro y Chubut. Y.P.F., (inéd.), Buenos Aires.
- CAZAUBON, A. J., 1947. Una nueva flórmula jurásica en el cordón de Esquel en el Chubut meridional. Asoc. Geol. Arg., Rev., II (1), Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1946. La flora liásica del valle del río Genua (Patagonia) *Symna incertae sedis*. Asoc. Geol. Arg., Rev., L (3): 200-218, Buenos Aires.
- _____, 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Dir. Gral. Y.P.F., Tomo I, Buenos Aires.
- FISHER, R., 1953. Dispersion on sphere. Royal Soc. London Proceedings, sect. A, 217, 295-306, Londres.
- GABALDON, V. y A. LIZUAIN, 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Argentina, Actas, II: 509-526, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71° . Iº Congr. Panam. Ing. Minas y Geol., Actas, I Parte Geol., 2: 368-379, Santiago de Chile.
- _____, 1954. La Serie Andesítica Patagónica; sus relaciones, posición y edad. Asoc. Geol. Arg., Rev., IX (1): 39-42, Buenos Aires.
- HILLEBRANT, A., 1981. Faunas de amonites del Liás inferior y medio (Hettangiano hasta Pliensbaquiano), de América del Sur (excluyendo Argentina). Contr. Com. Sudamer. Jur. y Cret. IIº Congr. Latinoamer. Paleont., 499, Porto Alegre.
- _____, 1987. Liassic Ammonite zones of South America and correlation with other provinces. Contr. Com. Sudamer. Jur. y Cret., 111-157, Mendoza.
- JAWORSKI, E., 1913. Beitrage zur Kenntuis der Lias Volen und der Stammesgeschichte der Gattung Vola. Zeitschr. d. Palacontol. Ges. Bol I, 277-279, 281-285, 287, Alemania.
- _____, 1925a. La fauna del Liás y Dogger de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Acad. Nac. Cienc., Actas, 9: 162, Córdoba.
- _____, 1925b. Contribución a la paleontología del Jurásico Sudamericano. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrolog., Publ. 4, Buenos Aires.
- LEANZA, A. F., 1953. Los pelecípodos del Liás de Piedra Pintada (Neuquén). Mus. Arg. de la Plata, Rev., II: 143-306, La Plata.
- LEVY, R., y G. BLASCO DE NULLO, 1981. Faunas amonitíferas del Jurásico inferior de la República Argentina. Contr. Com. Sudamer. Jur. y Cret., IIº Congr. Latinoamer. Paleont., 539, Porto Alegre.
- MENA, M., 1985. Estudio geológico y paleomagnético del Complejo Marifil, provincia de Río Negro. U.B.A., Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. Final Licenciati., Buenos Aires.
- OVIEDO, E. S. y J. F. A. VILAS, 1984. Movimientos recurrentes en el Permotriásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 97-114, S. C. de Bariloche.
- PIATNITZKY, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua. Bol. Inf. Petrol., Y.P.F., Buenos Aires.
- ROLLERI, E., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. IVº Jorn. Geol. Arg., II: 273-277, Buenos Aires.
- SPIKERMANN, J. P., 1977. Geología de los alrededores de la estancia Arroyo Pescado, Chubut.

Asociación Geológica Argentina

- Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXII (4): 265-276, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka (provincia de Chubut). F.C.E.N., Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- VALENCIO, D. A., 1980. El magnetismo de las rocas. EUDEBA, Temas, Buenos Aires.
- _____, J. F. A. VILAS y J. E. MENDIA, 1977. Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper Sections of Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic rocks. Geophys. J. R. Astr. Soc. 51, 59-74, Inglaterra.
- VILAS, J. F. A., 1966. Equipo para la desmagnetización de rocas para el estudio paleomagnético de las mismas. U.B.A., Dep. Física, Tesis, Buenos Aires.
- _____, 1974. Palaeomagnetism of some igneous rocks of the Middle Jurassic, Chon Aike Formation from Estancia La Reconquista, province of Santa Cruz, Argentina. Geophys., J. R. Astr. Soc., 39: 511-522, Inglaterra.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°, Hoja 42c, cerro Mirador (provincia del Chubut). Asoc. Geol. Arg., Rev., XIX (2): 85-107, Buenos Aires.

Recibido: 27 de agosto, 1987

Aceptado: 28 de octubre, 1988

HAROLDO VIZAN

U.B.A. - CONICET

EL CORRIMIENTO DEL BORDE OCCIDENTAL DEL CRATOGENO CENTRAL EN LA PUNA

Ricardo Mon y Fernando D. Hongn

RESUMEN

En este trabajo se dan a conocer nuevas observaciones sobre las características del contacto tectónico entre el Ordovícico de la Puna y el borde occidental del Basamento metamórfico polideformado (Cratógeno Central). Especialmente ilustrativa resulta la zona de los volcanes de El Jote donde se reconoció un cabalgamiento con un transporte tectónico de por lo menos 5 km.

ABSTRACT

In this paper new observations about the characteristics of the tectonic contact between the Ordovician of the Puna and the western border of the polydeformed Basement (Cratógeno Central) are presented. In El Jote volcano area an overthrust with a minimum tectonic transport of 5 km were recognized.

INTRODUCCION

El estudio comparativo de la estructura del basamento precámbrico y del Ordovícico de la Puna permitió obtener criterios precisos para distinguir a estas dos unidades, cuya confusión ha sido fuente de frecuentes desencuentros entre los estudiosos de la geología del Norte Argentino. Los resultados de esta tarea fueron motivo de un trabajo anterior (Mon y Hongn, 1987). Uno de los hechos más significativos que surgió de este estudio es la naturaleza tectónica del contacto entre el borde occidental del Cratógeno Central (en el sentido de Bracaccini, 1960) y el Ordovícico de la Puna, a lo largo de centenares de kilómetros. Dada la importancia de este rasgo estructural se realizaron sobre él estudios de mayor detalle, cuyos resultados se exponen en la presente comunicación.

ANTECEDENTES

Turner (1964) había observado y cartografiado este contacto al que describe como un pasaje transicional entre leptometamorfitas (Formación Copalayo) y migmatitas (Formación Oire). Este tema fue retomado posteriormente con mayor detalle por Viramonte *et al.* (1976) quienes lo estudian mi-

nuciosamente, reconociendo un metamorfismo progresivo de oeste a este y franjas de metamorfismo dinámico. Estos autores incluyen a los esquistos de la unidad oriental también en el Ordovícico, de manera que atribuyen los hechos observados al pasaje transicional entre dos entidades ordovícicas. Este concepto fue seguido por autores tales como Allmendinger *et al.* (1982), Coira *et al.* (1982), Alonso *et al.* (1984), Koukharsky (1984), Omarini *et al.* (1984).

De acuerdo a nuestras observaciones no cabe duda que la unidad oriental es el basamento metamórfico precámbrico cabalgado sobre el Ordovícico y que el supuesto contacto transicional es una franja de intensa milonización y metamorfismo dinámico provocada por este cabalgamiento. Se atribuye al Precámbrico a la unidad oriental considerando que guarda continuidad litológica y estructural con afloramientos, que más al norte y más al sur, están cubiertos discordantemente por secuencias del Cámbrico y del Ordovícico.

Observaciones en los alrededores de El Peñón (provincia de Catamarca)

En esta zona se verifican nítidamente las diferencias tectónicas entre el basamento metamórfico y el Ordovícico. El basamento atribuido al

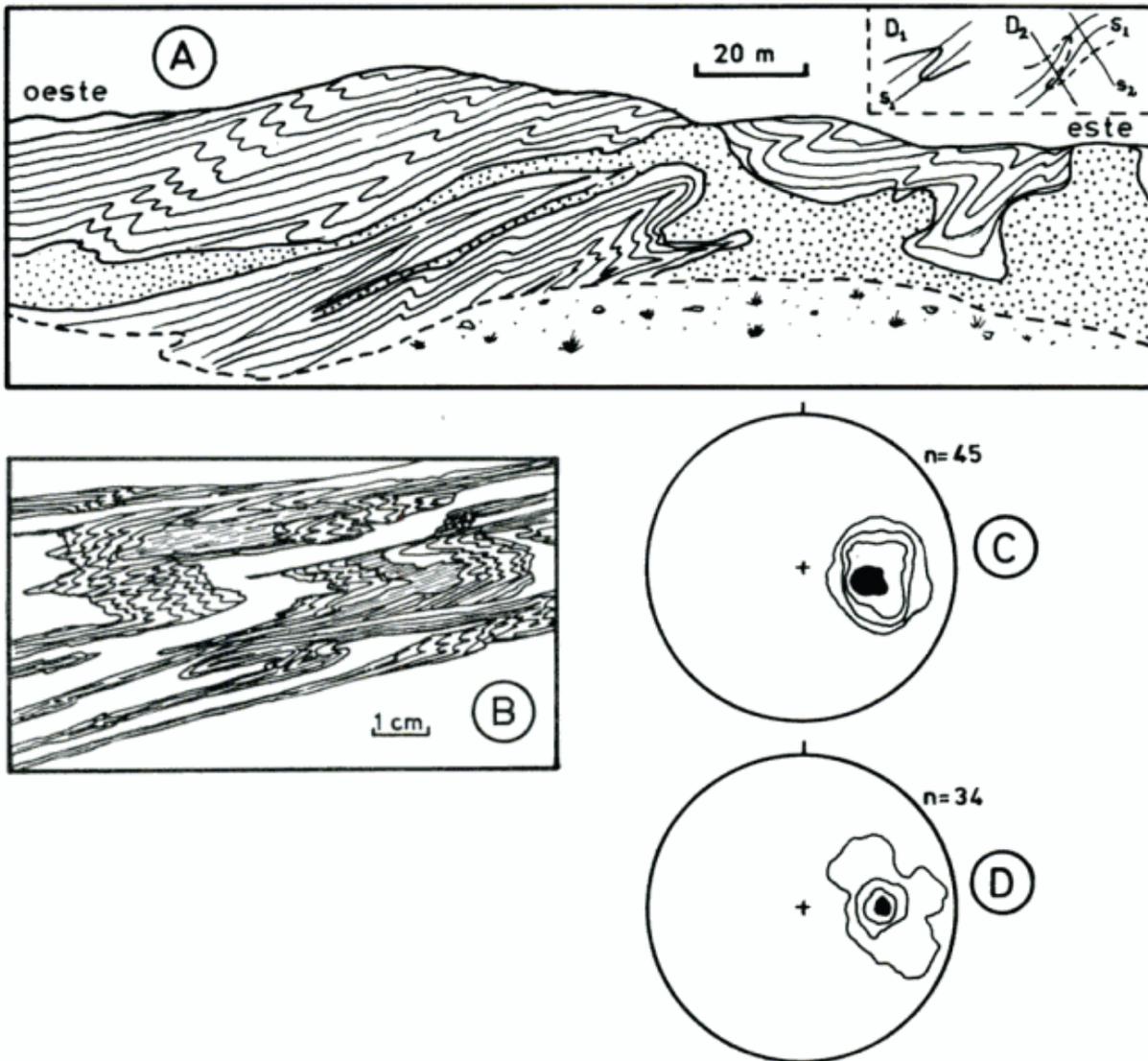


Figura 1: A y B - Vista del plegamiento del basamento de la sierra de El Peñón a distintas escalas. C - Posición de la esquistosidad del basamento en la sierra de El Peñón. Máximo: 17%. D - Posición de la esquistosidad del basamento en el cordón Centenario. Máximo: 19%.

Precámbrico por Allmendinger *et al.* (1982), está muy bien expuesto en la quebrada de La Angostura. Está constituido por milonitas S-C (Lister y Snoke, 1984) derivadas de esquistos y granitos. Fuera de las superficies S-C las milonitas presentan un clivaje espaciado posterior. Tanto las superficies S-C como el clivaje inclinan hacia el oeste (diagrama C de la figura 1). En los esquistos se presentan intercalaciones de calizas amarillentas que definen bancos guías que muestran claramente la configuración del plegamiento. Se trata de un plegamiento apretado volcado hacia el este, los flancos de los pliegues están adelgazados por el estiramiento y también fallados (figura 1-A y 1-B). La neta vergencia hacia el naciente no solo está refle-

jada por los pliegues en sí sino también por la estructura de las milonitas, éstas presentan abundantes estructuras de "peces" que indican una fuerte rotación hacia el naciente. Cabe señalar que las milonitas del basamento son independientes del contacto del borde occidental. Se trata de estructuras antiguas relacionadas probablemente a importantes zonas de cizalla. Estas extensas franjas de milonitas, de acuerdo a observaciones recientes, están revelando ser hechos frecuentes en el basamento pampeano. Las que afloran en esta zona forman parte de una amplia faja de magnitud regional.

En el arroyo El Jote se encuentran los mejores afloramientos del contacto tectónico entre el basamento y el Ordovícico (figura 2). Allí se observa

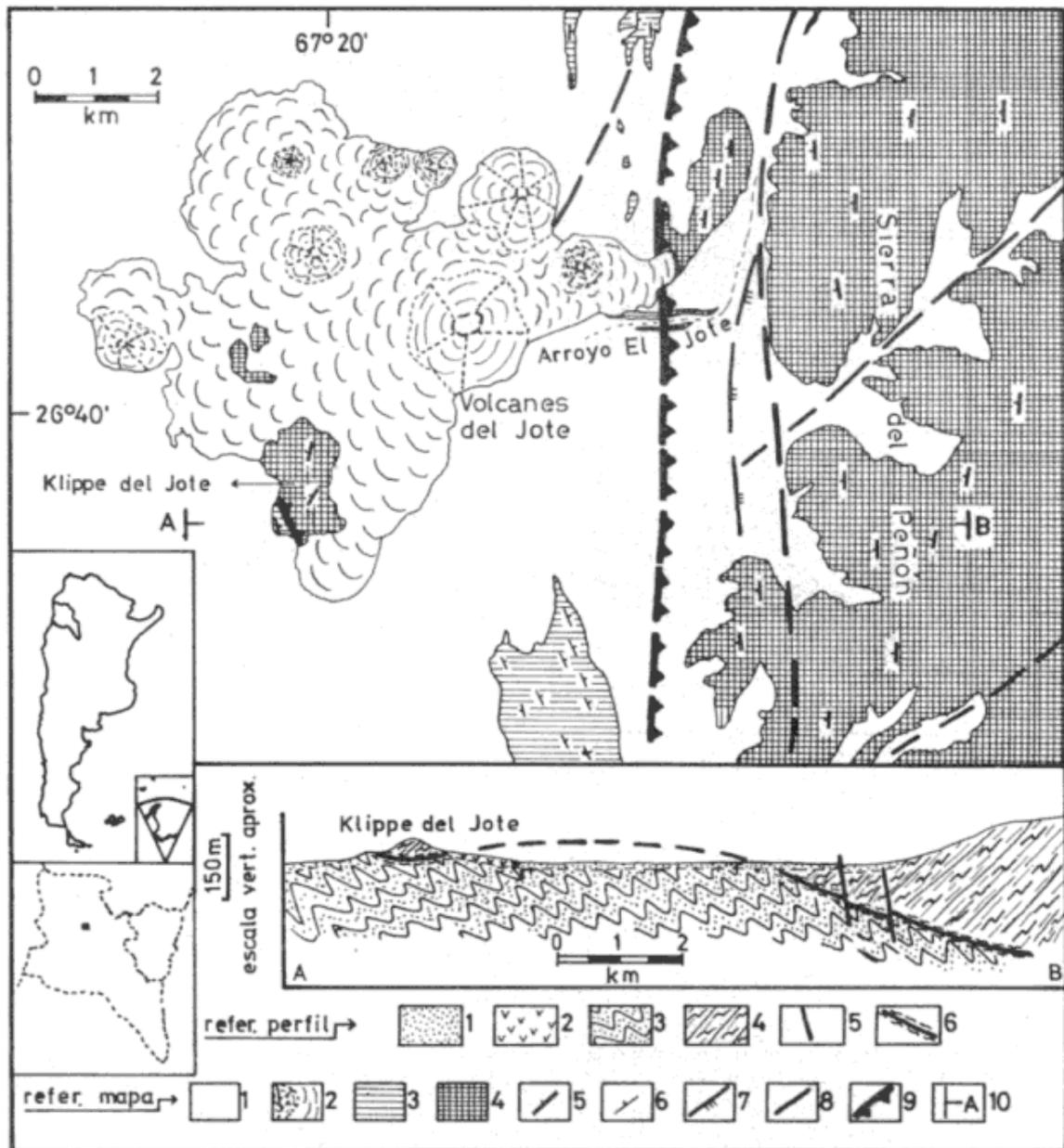


Figura 2: Referencias perfil: 1 - Cuaternario aluvial; 2 - Cuaternario volcánico; 3 - Ordovícico; 4 - Basamento metamórfico pre-ordovícico; 5 - Falla andina; 6 - Corrimiento oclóyico con milonitas asociadas. Referencias mapa: 1 - Cuaternario aluvial; 2 - Cuaternario volcánico (basaltos); 3 - Ordovícico; 4 - Basamento metamórfico pre-ordovícico; 5 - Rumbo e inclinación de la esquistosidad; 6 - Rumbo e inclinación de la estratificación; 7 - Falla andina reciente; 8 - Falla andina pre-cuaternalia; 9 - Corrimiento oclóyico; 10 - Ubicación perfil.

que éste está marcado por una zona de brecha y milonitización, en la que se encuentran escamas de basamento incluidas en materiales ordovícicos. Esta zona de trituración tiene un espesor aproximado de 100 m e inclinación de unos 30° hacia el naciente. Hacia el oeste de la zona de brechas y milonitas que marca el contacto, aparece el Ordovícico con su estructura clásica, ya descrita en trabajos anteriores (Mon y Hongn, 1987), dada por plie-

gues volcados hacia el oeste con clivaje de plano axial bien desarrollado.

Un hecho de especial importancia es la presencia de un afloramiento de basamento representado por el cerro El Jote (mapa de figura 2) separado del macizo principal del cordón de El Peñón. EL análisis detallado muestra que por su litología y estructura pertenece indudablemente al basamento precámbrico. Se observa en él el típico estilo de

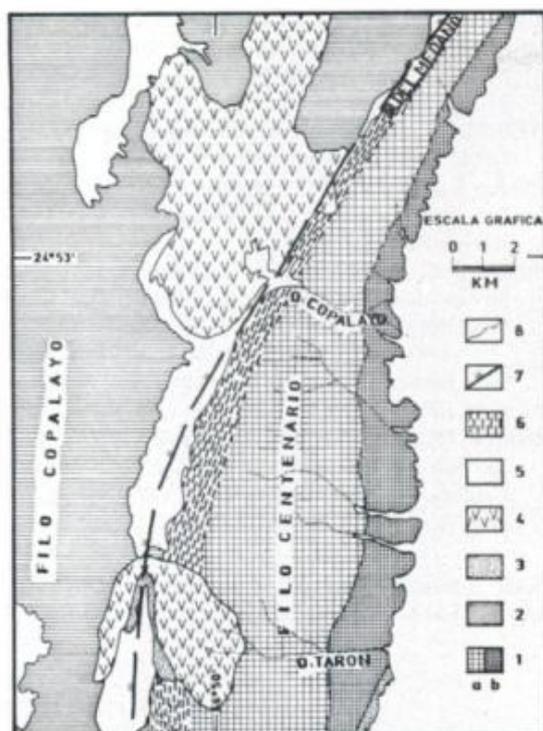


Figura 3: 1a - Basamento pre-ordovícico esquistoso; 1b - Basamento pre-ordovícico gneisico; 2 - Ordovícico; 3 - Terciario; 4 - Volcanitas (Terciario-cuatemarias); 5 - Cubierta detrítica; 6 - Zona de falla oclóyica; 7 - Falla andina inversa con reactivación directa en el Cuaternario; 8 - Contacto litológico.

plegamiento y deformación de éste, con pliegues apretados volcados hacia el naciente. En su extremo sudoccidental hay un asomo de Ordovícico, separado del basamento por un contacto tectónico similar al descrito más arriba. Vale decir que es evidente que este relicto de basamento representado por la totalidad del cerro El Jote, está asentado tectónicamente sobre el Ordovícico. Esta situación tiene un profundo significado tectónico, que destacaremos más adelante.

Observaciones en el cordón Centenario y alrededores (provincia de Salta)

Al igual que en las inmediaciones de El Peñón, en este área se diferencian con claridad los estilos tectónicos del basamento y del Ordovícico. Si bien el plegamiento del basamento no se define con nitidez debido a la ausencia de bancos guías, se reconocen milonitas S-C con una esquistosidad inclinada hacia el poniente (diagrama D de figura 1) y microestructuras asociadas a éstas que indican una rotación hacia el este, mientras que el Or-

dovícico muestra su estructura característica, es decir pliegues y clivaje vergentes hacia el oeste. El contacto entre ambas unidades está afectado por una fractura reciente, hecho que enmascara el cabalgamiento paleozoico (figura 3). Sin embargo, pocos kilómetros hacia el oeste, en los contrafuertes australes del Salar de Pocitos, dentro del Ordovícico se distingue una falla que inclina pocos grados hacia el naciente y que pone en contacto litologías totalmente distintas (conglomerados finos en el bloque superior y ritmitas en el inferior), determinándose un desplazamiento mínimo de 1 km sobre esta falla. La geometría de esta fractura y su contraste con el estilo de fallamiento andino permiten asegurar la presencia de corrimientos oclóyicos en el sector, fenómeno que sumado a las observaciones de la zona de El Peñón descartan la posibilidad de un pasaje gradual entre el Ordovícico con deformación simple y las metamorfitas polideformadas, tal como postulan Viramonte *et al.* (1976) para los afloramientos situados en el borde occidental del Salar Centenario.

CONCLUSIONES

La falla del borde occidental del macizo de basamento es un rasgo significativo dentro de la región. Esta falla, por su naturaleza, es totalmente distinta de las andinas, tanto por la posición de su superficie como por las características de ésta. Como se señaló más arriba, la superficie de falla está acompañada por una espesa zona de milonitas y metamorfismo dinámico. Aparentemente la fractura ha sido generada en un ambiente tectónico apto para el desarrollo significativo de deformación ductil. Las fallas andinas en general son nítidas e indican un comportamiento más frágil. En cuanto a su edad, se puede decir que es anterior a las volcanitas terciarias de la Puna que la cubren en tramos importantes de su traza. Se trata probablemente de una falla antigua asociada a los movimientos oclóyicos, dado que parece responder al mismo sistema de esfuerzos que el plegamiento que afecta al Ordovícico. Pero el hecho más destacado es que realmente representa un corrimiento de gran amplitud cuyo valor mínimo se puede fijar en 5 km. Este valor está dado por la distancia a la cual se encuentra el cerro El Jote de la línea de falla principal (figura 2). El Jote cabe ser interpretado como un "klippe" dejado por el corrimiento,

que sin duda tuvo originalmente un ángulo muy bajo, próximo a la horizontal, actualmente modificado por los plegamientos posteriores. La existencia de este importante corrimiento del basamento sobre el Ordovícico, abre una nueva perspectiva para el análisis de las estructuras oclóicas y otros plegamientos paleozoicos que se manifiestan en los Andes. No cabe descartar la posibilidad que las estructuras de corrimiento tengan mayor desarrollo y amplitud que lo supuesto hasta ahora, donde gran parte de los hechos se analizaron con las pautas de la tectónica andina.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALONSO, R., J. VIRAMONTE y R. GUTIERREZ, 1984. Puna Austral: Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna argentina. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 43-63, Bariloche.
- ALLMENDINGER, R., T. JORDAN, M. PALMA y V. RAMOS, 1982. Perfil estructural de la Puna catamarqueña (25-27º LS). Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, I: 499-518, Buenos Aires.
- BRACACCINI, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, X: 57-68, Buenos Aires.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Sc. Rev., XVIII: 303-332, Amsterdam.
- KOUKHARSKY, M., 1984. Pseudodiques metabasálticos en el basamento del borde oriental del Salar de Hombre Muerto, Catamarca. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 531-546, Bariloche.
- LISTER, G. y W. SNOKE, 1984. S-C mylonites. Jour. Struct. Geol., VI (6): 617-638, Londres.
- MON, R. y F. HONGN, 1987. Estructuras del Ordovícico de la Puna. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2): 31-38, Buenos Aires.
- TURNER, J. C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, provincia de Salta. Dir. Nac. Geol. Min., Bol 99, Buenos Aires.
- _____, 1973. Descripción geológica de la Hoja 11b, Labuna Blanca, provincia de Catamarca. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 142, Buenos Aires.
- VIRAMONTE, J., R. SUREDA y M. RASKOVSKY, 1976. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del Salar Centenario, Puna salteña, R. A. VIº Congr. Geol. Arg., Actas II: 191-206, Bahía Blanca.

Recibido: 2 de noviembre, 1987

Aceptado: 25 de noviembre, 1988

RICARDO MON
FERNANDO D. HONGN

Universidad Nacional de Tucumán
CONICET
Facultad de Ciencias Naturales
e Instituto Miguel Lillo
Miguel Lillo 205
4000 - Tucumán

POSICION ESTRATIGRAFICA Y MINERALOGIA DE LAS CAPAS ARCILLOSAS DE LA FORMACION CHALLACO (JURASICO) EN RINCON DEL AGUILA. PROVINCIA DEL NEUQUEN

Eduardo Dominguez

RESUMEN

Se estudian los yacimientos de arcillas caolínicas Porihue, Luchy, El 25 y Alberé ubicados en cuatro niveles estratigráficos dentro de la Formación Challacó en el extremo oriental del borde sur de la Meseta de la Barda Negra en la provincia del Neuquén. En dicho sector aún no se ha realizado una extracción minera de importancia. Los yacimientos se forman como culminación de secuencias sedimentarias granodecrecientes cíclicas que se inician con conglomerados de canales fluviales y terminan con depósitos arcillosos de llanuras aluviales.

Las capas de arcilla presentan claras diferencias morfológicas y mineralógicas según su posición relativa dentro de la Formación Challacó. Las capas de la base son poco potentes (2 m), lenticulares, integradas por caolinita de buena cristalinidad, trazas de illita, cuarzo y bajo contenido de álcalis, con texturas SEM de tipo dispersadas. Las capas del techo son potentes (10 m), con clara continuidad regional, presentando caolinita pobremente cristalizada, illita, interestratificados, esmectitas y feldespatos. El contenido de álcalis es mayor que en las primeras y presentan texturas SEM de tipo floculadas.

Se cubicaron 2.000.000 de toneladas de este tipo de arcillas.

La evolución morfológica y mineralógica se interpreta como debida a la erosión de yacimientos caolínicos residuales zonados verticalmente y a la progresiva colmatación fluvial de la cuenca.

La secuencia Bajociana está sobrepuesta por una secuencia Titoniana, la Formación Vaca Muerta, que se apoya en leve discordancia tectónica y cuyas rocas se distinguen por la presencia de arcillas esmectíticas de color verde originadas en ambiente marino de albúfera.

ABSTRACT

The Porihue, Luchy, Tinsue, El 25 and Alberé kaolinite clay deposits are located in four stratigraphic levels in the Challacó Formation cropping out in the southeastern edge of the Meseta de la Barda Negra in the Neuquen province.

The mining activity in this sector has not started yet.

In every case the clay deposits represent the final step in fining upward sedimentological Cycles that started with fluvial channel conglomerates and ended with clays deposited in alluvial plains.

The clay beds show morphological and mineralogical differences according to their stratigraphic position within the Challacó Formation.

The beds in the bottom are thin (2 m), lenticular in shape, composed of well cristallized kaolinite, traces of illite and quartz, low alcalis contents and SEM dispersed textures. The beds in the top are thick (10 m), table shaped, with poor cristallized kaolinite flakes, over 20 % illite interestratified and smectitic clays, quartz and feldspars. The SEM textures are flocultated type.

The clay reserves are over 2.000.000 Tons.

The morphological and mineralogical evolution of the Clay beds are owed to the progressive erosion of residual clay deposits with vertical zonation and to the progressive basin colmatation.

The Bajocian sequence is overlaid in low tectonic unconformity by a Titonian sequence, The Vaca Muerta Formation which is characterized by green smectitic clays formed in a marine environment.

INTRODUCCION

En la provincia del Neuquén se extraen anualmente alrededor de 30.000 Tn de arcillas caolínicas, constituyendo un rubro importante de su minería extractiva. La principal producción proviene de una serie de yacimientos ubicados en el borde sudoriental de la Meseta de la Barda Negra, a 60 km de la ciudad de Zapala, en el departamento homónimo de la provincia del Neuquén. El área estudiada se muestra en la figura 1 y su epicentro se encuentra a los 39° de latitud sur y 69°30' de longitud oeste. La producción se realizó tradicionalmente en forma subterránea, por el método de cámaras y pilares, mientras que en la actualidad se ha comenzado con la explotación mediante canteras.

Es el objetivo de este trabajo el estudio de los yacimientos Porihue, Luchy, Tinsue, El 25 y Alberé, ubicados en diferentes niveles estratigráficos de la Formación Challacó (Jurásico); sector en el que aún no se ha desarrollado una extracción de importancia.

Numerosos trabajos se han publicado sobre las arcillas del sector y la geología de la Cuenca Neuquina. Entre los primeros se cuentan los de De Alba (1946), Consultores del Plata (1971), Rossi (1970), Rossi (1982) y Angelelli *et al.* (1976). Entre los segundos, una excelente síntesis se puede encontrar en los trabajos de Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1980). La geología de detalle del sector, así como también las primeras referencias a la posición estratigráfica, calidad y usos de las arcillas se encuentra en el trabajo de Suero (1951).

De los cuerpos de arcilla se conoce que se encuentran entre capas de areniscas del Jurásico Medio (Dogger) y son cuerpos tabulares de rumbo N10-15°E y buzamientos entre 0° y 15° al este. Las dimensiones son variables, pero algunos cuerpos tienen desarrollos laterales superiores a los 1000 m, anchos en el sentido de la inclinación superiores a los 200 m y espesores entre 1 y 4 m. La arcilla tiene colores variables entre blanco, gris, rojo, amarillo y verdoso. En su composición predomina la caolinita con escasa

illita y/o montmorillonita e impurezas de cuarzo, circón, feldespato, óxidos de hierro y clastos líticos (Angelelli *et al.*, 1976). Rossi (1982), precisa la composición mineralógica de las arcillas, estableciendo los siguientes porcentajes: caolinita 65-100 %, illita 4-35 %, montmorillonita 2-4 % y vestigios de gibbsita, cuarzo, feldespato e interstratificados de illita y caolinita.

GEOLOGIA DE LOS DEPOSITOS

Los yacimientos se encuentran en la Unidad Morfoestructural Cuenca Neuquina en el flanco noroeste del anticlinal cerro Lotena-cerro Granito de la Dorsal Neuquina, en la Formación Challacó, integrante del ciclo sedimentario Cuyano, que se extiende desde el Liásico al Calloviano inferior (Jurásico). Las rocas de este ciclo se asientan en discordancia regional sobre plutonitas Pérmicas, volcanitas del Grupo Choiyoi (Permo-Triásico) (Stipanovic *et al.*, 1968) o rocas sedimentarias piroclásticas de las Formaciones Piedra del Aguila y Sañico (Galli, 1969), Chacaico (Parker, 1965) o Lapa (Stipanovic, 1969).

En el área de los yacimientos afloran, en mayor extensión, rocas pertenecientes a las Formaciones Los Molles, Lajas (Weaver, 1931) y Challacó del ciclo sedimentario Cuyano (figura 1).

La Formación Los Molles aflora en la base del cerro Rincón del Aguila y está integrada por pelitas oscuras y limolitas calcáreas (Perfil A-A') y es la unidad más antigua de la columna estratigráfica en este sector (Jurásico inferior-Liásico).

La Formación Lajas se sobrepone transicionalmente a la Formación Los Molles y está integrada por areniscas y conglomerados y sigue por arriba una secuencia de capas rojas asignables a la Formación Challacó (de Ferrarís, 1947).

La Formación Lajas está integrada por areniscas y conglomerados, presenta gruesas capas con estratificación grosera, a veces entrecruzada, portadoras de troncos petrificados. En dicha secuencia suelen aparecer finas capas de arcillitas lenticulares. En

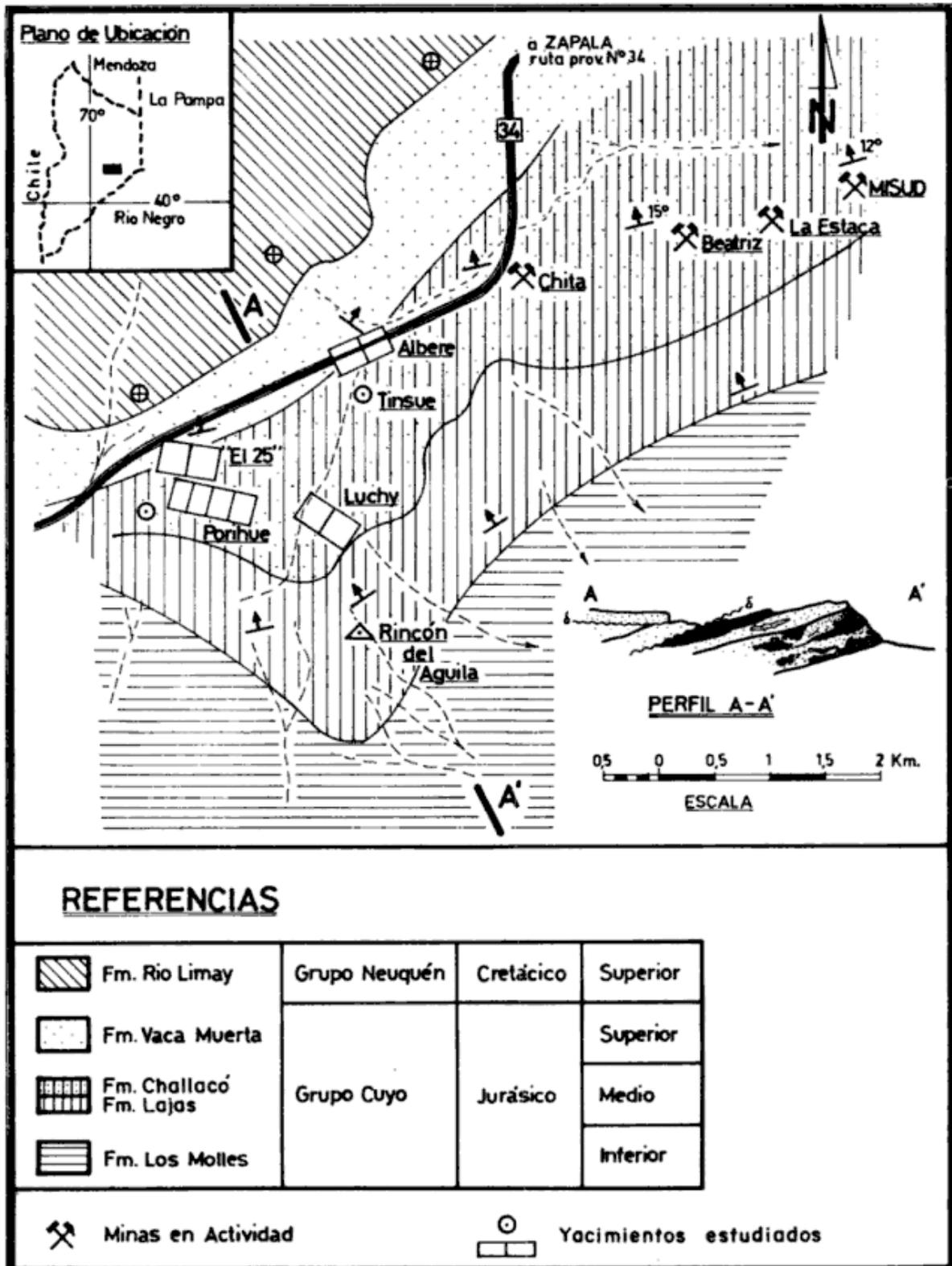


Figura 1: Plano Geológico mostrando la ubicación de los yacimientos estudiados.

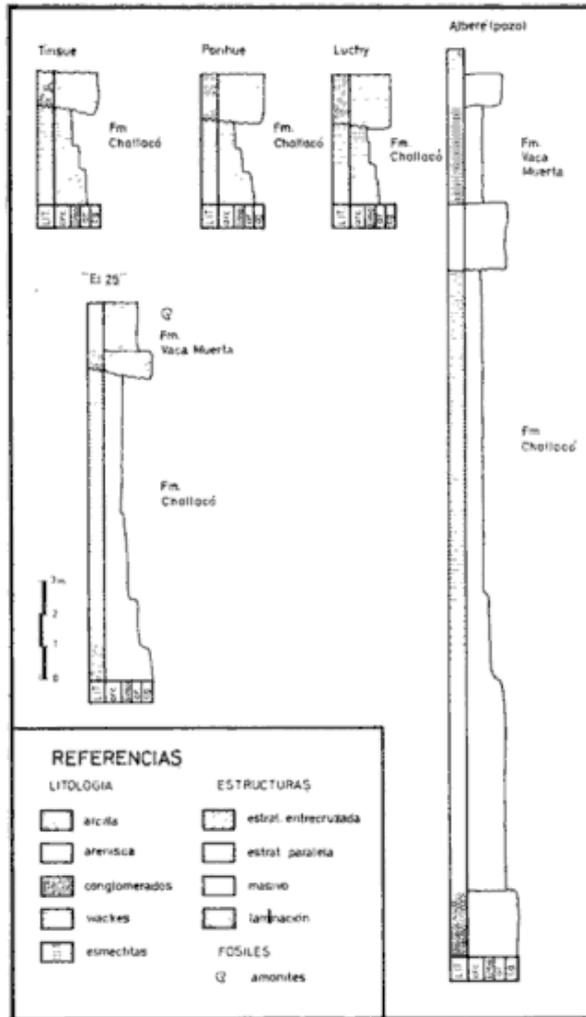


Figura 2: Perfiles en yacimientos estudiados.

la Formación Challacó predominan areniscas, fangolitas y arcilitas con intercalaciones de poco espesor de conglomerados. Las capas de arcilitas tienen espesores superiores a los 2 m y han sido explotadas desde hace más de 50 años. Los principales yacimientos se encuentran siguiendo el rumbo del flanco noroccidental del cerro Lotena, siendo los más importantes de dicha alineación Misud, La Estaca, La Beatriz, Chita y Alberc, entre otros (figura 1). Los yacimientos Porihue, Luchy, Tinsue y El 25 se encuentran dentro de la Formación Challacó en niveles estratigráficos inferiores respecto a Chita y La Beatriz y ocupan al menos tres niveles,

siendo su orden de edad decreciente Porihue-Luchy, El 25, Tinsue y Alberc.

Paleogeográficamente las Formaciones Lajas y Challacó representan una secuencia sedimentaria regresiva, atribuibles a un ambiente fluviodeltaico, facies de areniscas y conglomerados, que culmina con un ambiente continental de tipo llanura aluvial, facies de capas rojas.

La Formación Vaca Muerta se sobrepone en discordancia a la Formación Lajas y está constituida (Gulisano y Pando, 1981) por pelitas oscuras con una sección basal clástica de areniscas calcáreas y arcilitas verdes originadas en un ambiente marino de poca profundidad, sublíitoral (Digregorio y Uliana, 1980).

En el extremo Noroccidental de la figura 1 aparecen además areniscas subhorizontales de la Formación Río Limay (Cretácico superior), asentándose en discordancia angular sobre rocas poco expuestas, a causa del relleno moderno, de la Formación Vaca Muerta (Jurásico).

Sobre la secuencia anterior se encuentran derrames lávicos de basaltos olivínicos, completando el cuadro estratigráfico del sector.

Los yacimientos de Porihue y Luchy, que se encuentran en la base de la Formación Challacó forman los extremos de una lente de arcilla de unos 600 m de corrida y espesor máximo de 2,5 m y se encuentran a pocos metros por encima de gruesas capas de areniscas y conglomerados. La capa de arcilla forma parte de una estructura buzante de rumbo N81° e inclinación 12° NO. La arcilla es de color blanco con límites superior e inferior definidos. El contacto superior es neto y erosivo y limita con conglomerados de grano medio y matrix arcillosa, o areniscas conglomerádicas con restos de troncos petrificados. El contacto inferior es transicional, en los centímetros superiores la arcilla es sedosa al tacto, mientras que se hace áspero en los metros inferiores, pasando a areniscas arcillosas y areniscas cuarzosas en profundidad (figura 2).

El yacimiento Tinsue, que se presenta en un nivel estratigráfico superior, tiene carac-

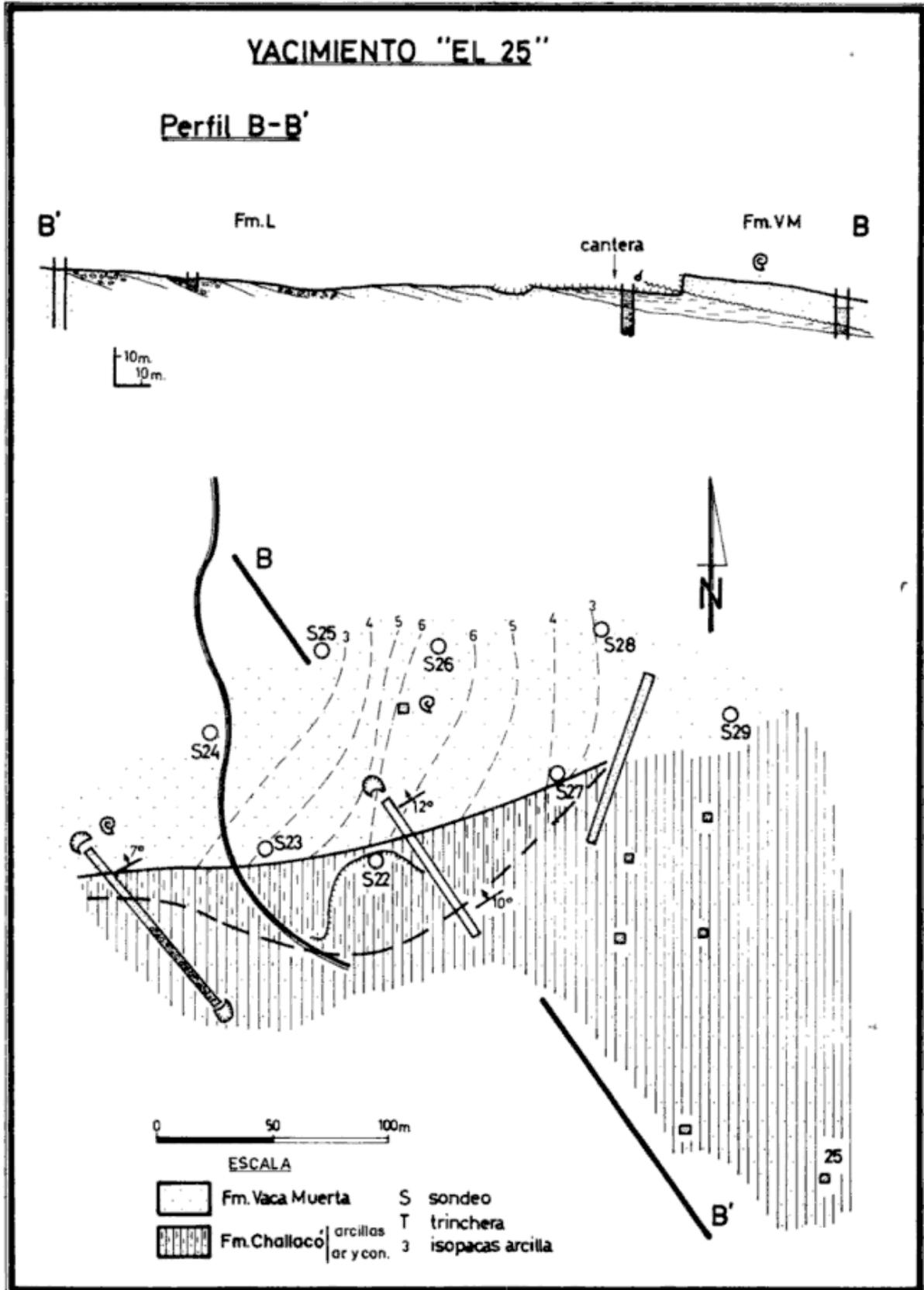


Figura 3: Yacimiento "El 25"

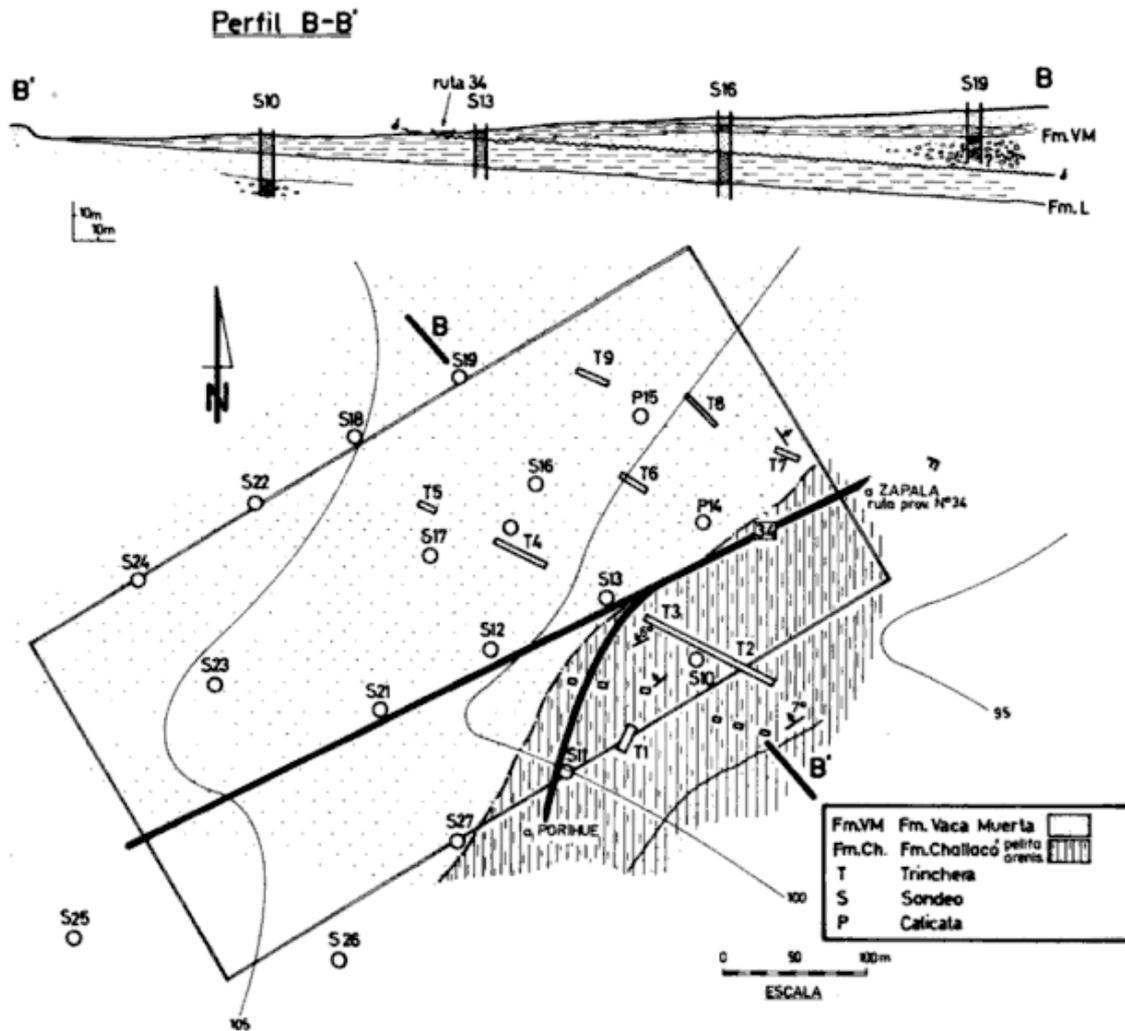


Figura 4: Yacimiento Alberge.

terísticas similares a las descritas, con una capa de arcilla de 1,40 m de potencia. A causa de hallarse en un sector plano es imposible determinar la persistencia de la capa arcillosa a lo largo del rumbo sin labores mineras. En el destape se observa una secuencia granodecreciente que culmina con la capa de arcilla y limita en contacto neto y erosivo con una capa de conglomerado en su parte superior (figura 2). El conglomerado está constituido en su mayor proporción por clastos de volcanitas porfíricas con o sin fluidez de colores rojizos o morados de riolitas y riolitas. Se hallaron además clastos de caolinita redondeados cerca de la base. No se encontraron clastos de tipo granítico.

El yacimiento El 25 se sobrepone en la columna estratigráfica a los yacimientos antes mencionados. La cantera se encuentra en el borde de una lomada en una estructura de rumbo N35°E y una inclinación de 7°NO. La capa de arcilla, según datos de superficie, trincheras y sondeos, tiene una forma lenticular con una corrida de unos 200 m y una potencia máxima de 6 m que se reduce a 2 m en los extremos. La lente es simétrica en el sentido del rumbo y se exploró hasta los 100 m en el sentido del buzamiento, conservando la simetría en dicha dirección (figura 3). En profundidad, la capa pasa transicionalmente a arcillas arenosas, areniscas y/o conglomerados matrix sostén. En su parte superior la capa de arcilla está cu-

Cuadro I: Análisis mineralógicos de arcillas de los yacimientos Porihue, Luchy, Tinsue, El 25 y Alberé.

Yacimiento	N° de muestra	Muestra total					Fracción 2 u					
		Mt	K	Ill	Q	F	K %		Illita %		Esmectita %	
							Rango	Media	Rango	Media	Rango	Media
Alberé verdes	2	x	x	-	x	x	38-0	31(D)	-	-	100-62	69(M)
Alberé blancas	7	Tr	x	x	x	x	100-71	86(D)	29-0	13(M)	5-0	1(M)
El 25	4	-	x	x	x	x	100-83	91(SO)	17-0	9(M)	-	-
Tinsue	1	-	x	Tr	x	-	-	100(SO)	-	-	-	-
Luchy	1	-	x	-	x	-	-	100(SO)	-	-	-	-
Porihue	1	-	x	-	x	-	-	100(O)	-	-	-	-

Cristalinidad: D = desordenada
 SO = semiordenada
 O = ordenada
 M = mala

bierta en contacto erosivo por areniscas y/o un conglomerado similar al descripto para el yacimiento Tinsue, sin embargo, en este caso las areniscas calcáreas del techo tienen restos fósiles de bivalvos y ammonites (*Virgathosphinctes* sp.) característicos de la base de la Formación Vaca Muerta (Titoniano inferior) (figura 2).

La particularidad de este yacimiento es que su límite superior pertenece a una secuencia sedimentaria más joven aunque el conglomerado es petrológicamente similar al descripto en Tinsue. Se concluye así que la superficie de la discordancia intermálmica es *cuasi* concordante en este sector y sólo verificable por la presencia de restos fósiles. En los pozos S25 y S26 se hallaron además en los niveles superiores y antes de alcanzar a las arcillas blancas, arcilitas plásticas de color pardo verdoso.

El yacimiento Alberé constituye probablemente el extremo occidental de la alineación estratigráfica de los yacimientos de arcillas de mayor interés económico hallados hasta el presente. Se presenta en una zona de relieve plano, prácticamente sin afloramientos a excepción de una capa de are-

niscas ubicadas al sudeste de rumbo N30° y buzamiento de 5°NO en el extremo de las pertenencias.

En este prospecto se ejecutaron trincheras, calicatas y sondeos de exploración y es a partir de estos datos que se reconstruye la geología del depósito. En las calicatas 1 a la 7, de 2 a 6 m de profundización, luego 0,20-0,60 m de suelo, aparece una capa de arcilla de colores blancos a morados con intercalaciones arenosas lenticulares de escasos centímetros de potencia. Una geología similar se encontró en las trincheras 1, 2 y 3 y en los sondeos 10, 14, 13, 16, 11 y 12. En estos casos la capa de arcilla blanca y morada gradaba en profundidad a una arcilla arenosa y a areniscas y/o conglomerados matrix sostén indicativos de típicas secuencias granodecrescientes (figura 2). Las arcillas tienen un rumbo N59°E y un buzamiento de 7° al NO. En las trincheras 4, 5, 6, 7 y 8, por el contrario sólo se halló una capa de arcilla verdosa plástica, en partes con calcita pulverulenta, que incluye finos bancos de areniscas y conglomerados en su base o únicamente dos conglomerados amalgamados en la trinchera 9. La capa de arcilla verdosa plástica apa-

Cuadro II: Análisis químicos de arcillas de los yacimientos Porihue, Luchy, Tinsue, El 25 y Alberé.

Yacimiento	N° de muestra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	PPC %
Alberé verdes	2	52.24	18.71	6.20	4.18	1.20	2.88	2.68	6.37
Alberé blancas	7	59.64	22.59	5.05	0.93	0.21	2.92	2.27	6.66
El 25	4	66.33	19.19	3.40	0.93	0.10	2.39	1.95	6.00
Tinsue	1	67.04	17.69	1.31	vest.	vest.	1.60	0.27	5.80
Luchy	1	69.74	14.23	0.97	vest.	vest.	1.96	0.45	6.50
Porihue	1	64.64	20.83	2.02	vest.	vest.	0.81	0.12	8.62

rece en prácticamente todos los sondeos, ya sea apoyada directamente sobre la capa de arcillas blancas y moradas, o luego de una intercalación arenosa de hasta 6 m de potencia, o sola y luego de una secuencia grano-decreciente que incluye conglomerados (figura 2).

La secuencia granodecreciente que se inicia con conglomerados y/o areniscas matrix sostén y culmina con una capa de arcilla de 10 m de espesor representa en este yacimiento la culminación de la secuencia sedimentaria de la Formación Challacó (Perfil B'-B, figura 4).

Las arcillas verdosas plásticas con niveles de areniscas y conglomerados que aparecen en todos los pozos y a similares profundidades deben corresponder a otra secuencia sedimentaria que se asienta en discordancia angular muy poco marcada sobre arcillas de la Formación Challacó. De acuerdo a las evidencias paleontológicas halladas en el yacimiento El 25 se asigna esta secuencia a la parte basal de la Formación Vaca Muerta. Los "cuttings" de los sondeos no permiten poner un límite preciso a la discordancia.

MINERALOGIA DE LAS CAPAS ARCILLOSAS

Las muestras analizadas corresponden a esquilas tomadas de calicatas y trincheras

o al polvo recuperado en la boca de los sondeos.

Los estudios mineralógicos se realizaron mediante técnicas petrográficas de rutina y a partir de difractogramas de la muestra total y de la fracción menor de 2 micrones, orientada, glicolada y calcinada a 600°C durante 2 horas con radiación K α Cu. Los argilominerales fueron cuantificados por el método propuesto por Johns *et al.* (1954). La cristalinidad de las esmectitas e illitas se estimó por la agudeza de sus reflexiones basales y en la caolinita en base a la definición de las reflexiones 021 y 111 en el rango entre 20 y 25° 2 θ de una forma parecida a la propuesta por Hinckley (1963).

En el cuadro I se muestra la mineralogía, distribución relativa de los argilominerales, su cristalinidad y los análisis químicos realizados.

En todos los yacimientos estudiados, aún en las capas más puras observables en el terreno, se detectó la presencia de minerales no arcillosos, especialmente cuarzo y feldespatos como los más importantes.

La cantidad de cuarzo presente en las capas arcillosas es similar en todos los yacimientos, estimándose su participación, mediante métodos petrográficos, en un 20 a 30 % de los granos presentes. Por el contrario, el feldespato varía entre 0 y 20 % desde la base al techo dentro de las capas presentes en la Formación Challacó. Así en Porihue su

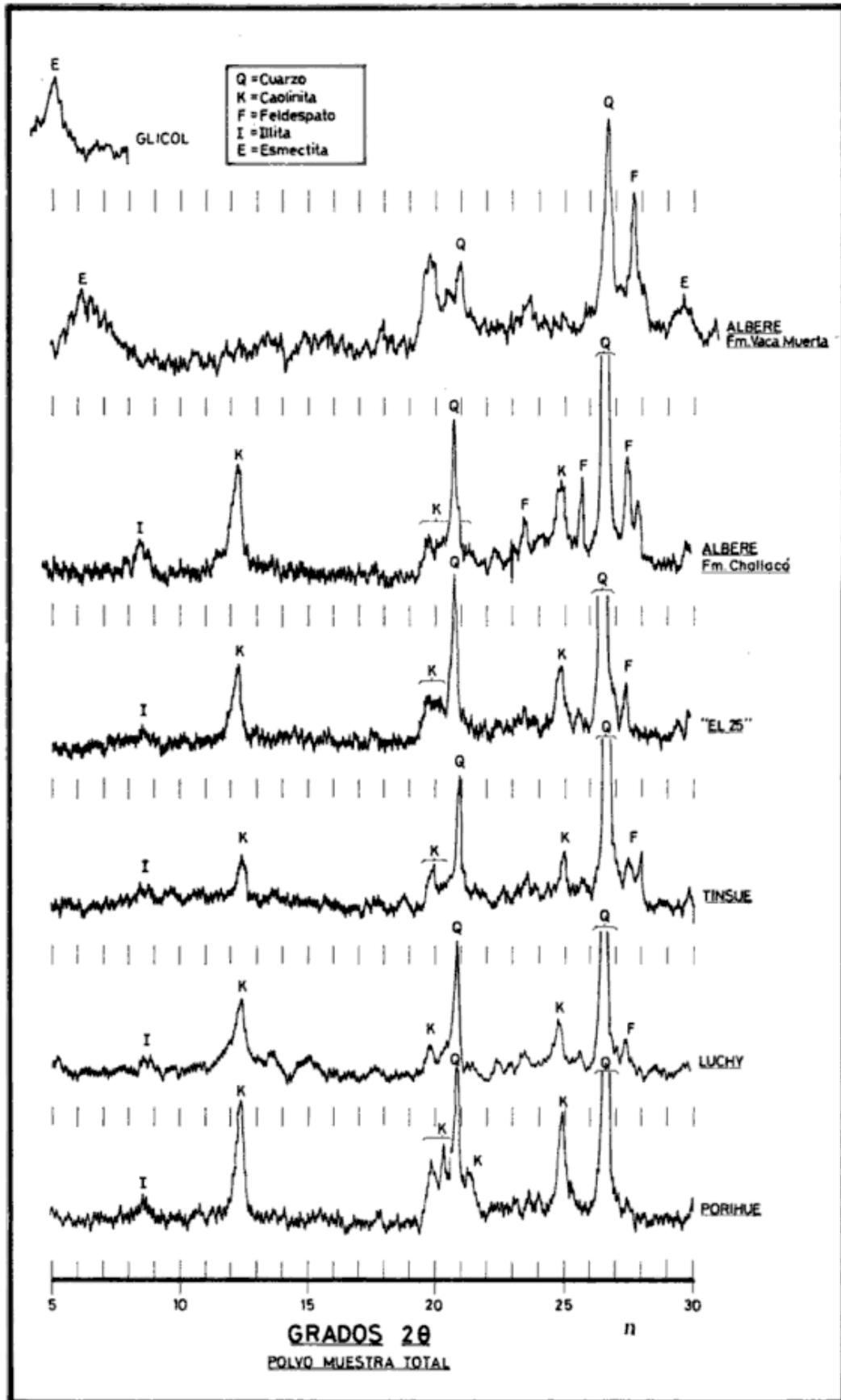


Figura 5: Difractogramas sobre polvo de muestra total en los yacimientos estudiados.

presencia no se detecta mientras que es claramente evidente en los difractogramas de Alberé. La intensidad de su reflexión 040 aumenta claramente siguiendo aproximadamente la secuencia Porihue, Luchy, Tinsue, El 25 y Alberé. La mayor proporción hallada fue estimada petrográficamente en un 20 %.

La caolinita presenta variaciones en grado de orden cristalográfico y proporciones siguiendo una asociación semejante a la descrita para el feldespató. La caolinita es ordenada, según las reflexiones entre 20 y $25^\circ 2\theta$, en Porihue y claramente desordenada en El 25 (figura 5). La proporción de caolinita dentro de los argilominerales oscila entre el 100 y el 71 % con el menor porcentaje en Alberé. No obstante las generalizaciones expuestas sobre cuatro muestras estudiadas en El 25 la proporción de caolinita varía entre el 100 y el 83 % y su cristalinidad entre semiordenada y desordenada. Lo que figura en el cuadro I es la media. En el yacimiento Alberé las arcillas blancas y moradas tienen una posición definida en la capa, estando las arcillas blancas en el techo y en el piso, no difiriendo en su composición mineralógica aunque la cristalinidad es mejor en las blancas. La caolinita se presenta entre el 100 y el 71 % sobre 7 muestras estudiadas. La variación de color entre las capas se debe a los distintos porcentajes de óxido de hierro presente. En los yacimientos Porihue, Luchy y Tinsue la illita sólo aparece como trazas mientras que varía entre trazas y un 17 % en El 25 y trazas y un 29 % en Alberé (cuadro I).

En Alberé la illita presenta en algunas muestras una reflexión en 11 \AA que se expande a $12,8 \text{ \AA}$ al glicolarla y se contrae a 10 \AA al calcinarla. En otra muestra una reflexión en $11,78 \text{ \AA}$ se resolvió en dos reflexiones al glicolarla, una en 14 \AA y otra en 10 \AA . Este comportamiento se interpreta como debido a la presencia de interestratificados entre illita y montmorillonita según Lluch y Spalletti (1976). En todos los casos la reflexión en la zona de 10 \AA es ancha indicando un mineral de escaso orden cristalino. Las esmectitas aparecen como trazas y hasta en un 5 % en Alberé.

Las capas de arcillas verdes están integradas exclusivamente por esmectitas de una cristalinidad moderada con un espaciado basal de $15,5 \text{ \AA}$ que se expande a $17,5 \text{ \AA}$ al glicolarla y contrae a $9,5 \text{ \AA}$ al calcinarla.

Las microfotografías tomadas mediante microscopía electrónica de barrido denotan diferencias texturales entre los yacimientos extremos Porihue y Alberé. En el primer yacimiento (Lámina I, foto A) se observan láminas de caolinita con bordes hexagonales pobremente definidos con cristales menores de un micrón. Las láminas están orientadas según el eje cristalográfico *c* con una baja porosidad debido a los escasos espacios abiertos intergranulares.

Para Alberé las láminas son mayores de alrededor de 2 micrones con contornos similares a Porihue y texturas en remolino pobremente definidas. La cantidad de espacios intergranulares abiertos es alta presumiéndose una alta porosidad y baja densidad.

La ausencia de paquetes de caolinita permitirían interpretar a las láminas de caolinita como originadas en un proceso de alteración en condiciones de intemperismo (Keller, 1977). Las texturas en remolino y cara a cara (fotos A y B) han sido interpretadas como debidas a floculación y a arcillas dispersadas por Moon (1972). Este proceso de floculación-dispersión dependería, según White (1961) de la concentración de la arcilla en suspensión y de la concentración y tipo de sales en el medio.

RESERVAS

En los dos yacimientos de mayor potencia, El 25 y Alberé existen más de 2.000.000 de toneladas con la categoría de probadas de arcillas blancas y moradas con una relación de arcilla a encape superior a 2. La arcilla es utilizable en productos cerámicos.

Las venas y venillas de yeso que se observan entre capas usualmente representan un serio problema referido a la dispersabilidad de las arcillas.

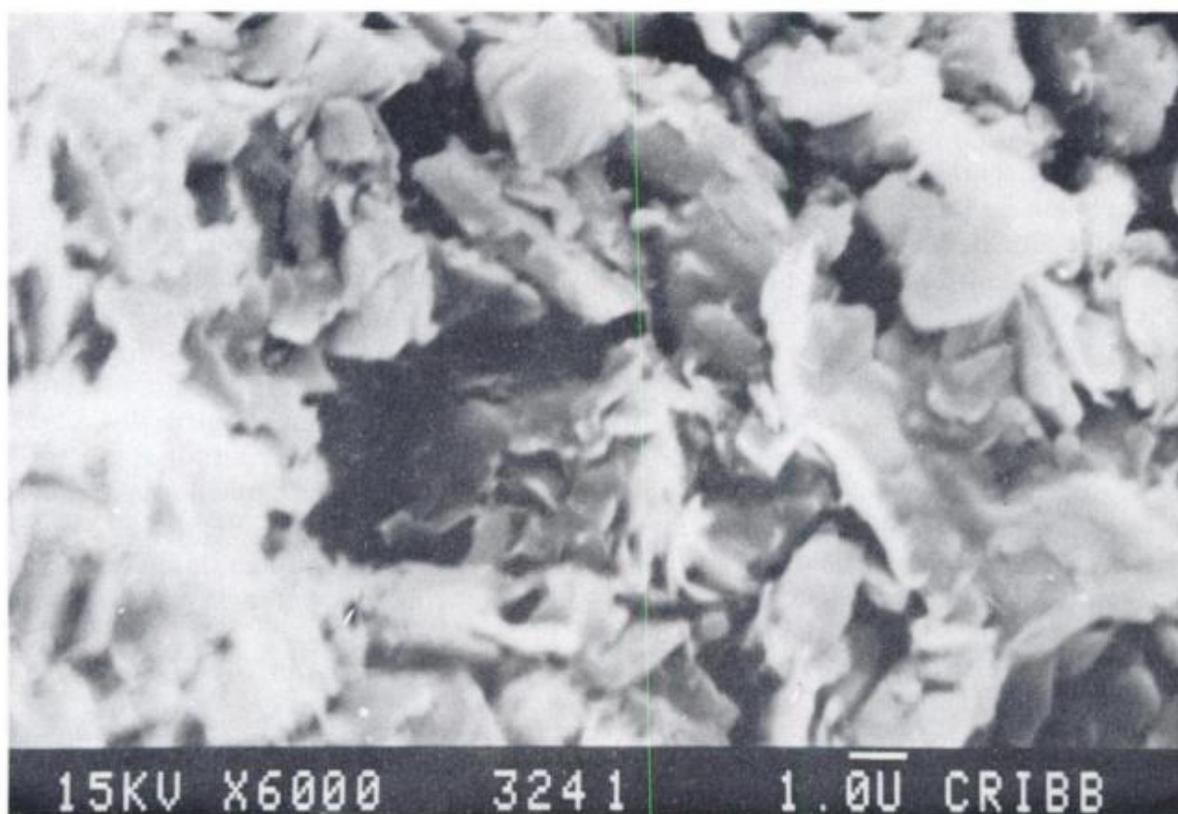
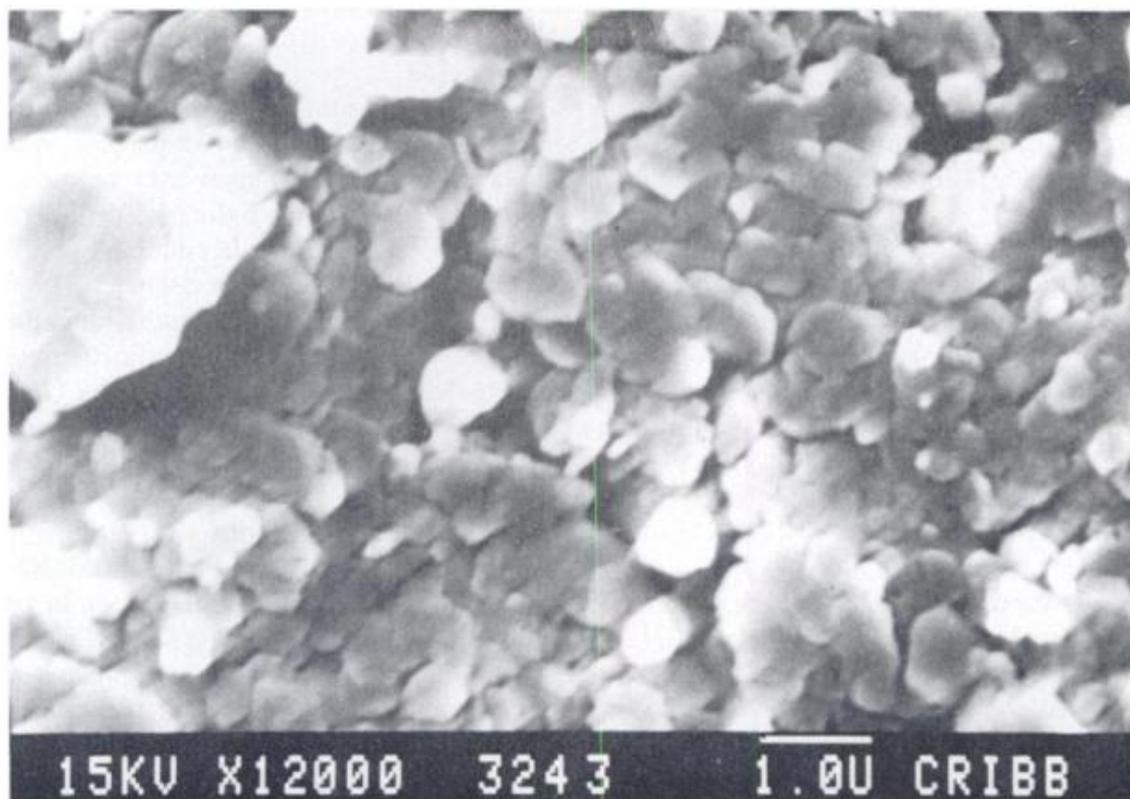


Lámina I: A. Caolinita. Mina Porihue 12000X - Textura dispersada; B. Caolinita. Mina Alberc 6000X. Textura en remolinos de tipo floculada.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Las características mineralógicas y geométricas de los depósitos varían con su nivel estratigráfico dentro de la Formación Challacó.

Los yacimientos ubicados en la porción basal de la facies de capas rojas tienen potencias máximas del orden de los 2 m, son lenticulares y con corridas del orden de los 150 a 200 m. La mineralogía es sencilla y está compuesta exclusivamente por caolinita generalmente bien cristalizada y cuarzo. La textura de las arcillas es de tipo dispersada con una clara orientación de los cristales según el eje c. La calidad cristalográfica de la caolinita disminuye hacia los extremos de la lente y es evidente la presencia de feldspatos (Luchy).

En los yacimientos ubicados en la posición media de la facies de capas rojas como El 25 la lenticularidad aparece marcada, pero la potencia es mayor, de hasta 7 m, la caolinita es desordenada, aparece illita y es evidente la presencia de feldespato en una mayor proporción. El depósito tiene forma lenticular en sentido normal a la estructura y elipsoidal en sentido paralelo con el eje mayor en la misma dirección.

Finalmente en Alberc, es difícil detectar la lenticularidad de la capa que tiene una potencia de 10 m, la cristalinidad de la caolinita es pobre y presenta illita y feldespato en mayor proporción que en El 25, aparecen además trazas de arcillas interestratificadas y de esmectitas. La textura de la arcilla es abierta y de tipo floclada.

En todos los depósitos estudiados la secuencia sedimentaria que contiene las capas de arcilla es granodecreciente con pasajes transicionales de conglomerados en la parte inferior areniscas (wackes), arcillas arenosas y arcillas. Sobre la capa de arcilla se sobrepone en todos los casos en contacto erosivo una capa de conglomerado y/o arenisca. Esta secuencia sedimentaria cíclica ha sido interpretada como debida a la migración de canales fluviales en una llanura aluvial. La parte basal representa depósitos

de relleno de canal, mientras que la superior arcillosa es típica de una llanura de inundación.

Las capas de mayor espesor y de lenticularidad poco marcada en la parte cuspidal de la secuencia, y de mayor extensión regional se interpreta como indicativa de una progresiva colmatación de la cuenca.

El área de aporte de la cuenca en el momento de su colmatación estaba ubicada al sudeste y al sudoeste donde afloraban volcanitas riolíticas y riolíticas del Grupo Choyoi. Dichas rocas forman el 95 % de los clastos de los conglomerados hallados en las Formaciones Lajas y Challacó.

Volcanitas de composición similar han originado depósitos residuales de caolín en la zona del río Chubut inferior y en la zona del Lote 8 en la provincia de Santa Cruz. Estos yacimientos se caracterizan por presentar una marcada zonación vertical con caolinita predominando en la parte superior y pasando a caolinita-illita o caolinita-illita-esmectita y a roca inalterada en profundidad (Romero *et al.*, 1975; Iniguez, 1981).

La erosión progresiva de una superficie con yacimientos de estas características originaría depósitos sedimentarios con una mineralogía progresivamente cambiante y de menor calidad en cuanto a los contenidos y calidad de la caolinita, presencia de illitas y/o esmectitas, y abundancia creciente de feldespato, fenómeno similar al observado en las arcillas de la Formación Challacó.

Las evidencias paleontológicas, junto a las características mineralógicas de las arcillas verdes esmectíticas, permiten asignar a las capas que se sobrepone a las arcillas blancas y rojas en los yacimientos El 25 y Alberc, a los términos basales de la Formación Vaca Muerta en un ambiente marino litoral.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no se hubiese podido realizar sin la colaboración de las siguientes personas e instituciones a las que debo mi agradecimiento. Los licenciados Francisco Gutiérrez y Carlos Gulisano, quienes alentaron los trabajos y revisaron perfiles en el terre-

no con el autor. La Dirección de Minería de la Provincia de Río Negro realizó los análisis químicos, la licenciada Mirta Garrido los difractogramas de rayos X. La doctora Guida Aliotta y la licenciada María Fernanda Cravero leyeron críticamente el manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANGELELLI, V., J. B. SCHALAMUK y A. ARROSPIDE, 1976. Los yacimientos no metálicos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secret. Est. Miner., An., XVI*: 19-31, Buenos Aires.
- DE ALBA, E., 1946. Arcilla de la mina "Beatriz" en Ramón N. Castro, departamento Zapala, Neuquén. *Dir. Nac. Geol. y Min., Inf. 15*, Buenos Aires.
- de FERRARIIS, C. I., 1947. Edad del Arco o dorsal antigua del Neuquén Oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Asoc. Geol. Arg., Rev., II (3)*: 256-283, Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 439-505*, Córdoba.
- _____ y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. *Geología Regional Argentina. IIº Simposio, II*: 985-1031, Córdoba.
- GALLI, C. A., 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila (provincias del Neuquén y Río Negro). *Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 108*, Buenos Aires.
- GULISANO, C. y G. A. PANDO, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañico, departamento Collón Curá, provincia del Neuquén. *VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III*: 553-577, San Luis.
- _____, A. R. GUTIERREZ PLEIMILING y J. H. DIGREGORIO, 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I*: 236-259, S. C. de Bariloche.
- HINCKLEY, D. N., 1963. Variability in "crystallinity" values among the Kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays Clay Miner., II*: 229-235.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A. M., 1981. Basaltic and Ryolitic Rocks as parent materials of Halloysite in Argentine deposits. *Int. Clay. Conf. Develop. in Sed. 35*, 605-612, Elsevier.
- JOHNS, W., R. GRIM y W. BRADLEY, 1954. Quantitative estimates of Clay Minerals by diffraction methods. *Jour. Sedim. Petrology, 24 (4)*: 242-251.
- KELLER, W. D., 1978. Classification of Kaolins exemplified by their textures in Scan Electron Micrographs. *Clays and Clay Minerals, 26 (1)*: 1-20.
- LLUCH, J. J. y L. A. SPALLETTI, 1976. Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev., 31 (1)*: 23-32.
- MOON, C. F., 1972. The microstructure of clay sediments. *Earth-Sci. Rev., 8*: 303-321.
- PARKER, G., 1965. Relevamiento geológico en escala 1:25.000 entre Arroyo Picún Leufú y Catan Lil, a ambos lados de la ruta Nacional N° 4. *Yac. Petrol. Fisc., (inéd.)*, Buenos Aires.
- ROMERO, A. J. B., E. DOMINGUEZ y R. WIEWELL, 1975. Génesis de los yacimientos de caolín del Río Chubut inferior. *IIº Congr. Ibero-Amér. de Geol. Econ., V*: 423-444.
- ROSSI, N., 1970. El caolín de la mina "Chita". *Dir. Nac. Geol. y Miner., Inf. 1082*, Buenos Aires.
- _____, 1982. Descubrimiento de dos yacimientos de Menas Aluminíferas en la provincia de Neuquén. *Vº Congr. Lat. de Geol. Arg., Actas, II*: 797-810.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. L. BAULIES y C. G. MARTINEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII (2)*: 67-89.
- _____, 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV (4)*: 367-388.
- SUERO, T., 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c "Cerro Lotena" (Territorio de Neuquén). *Ministerio de Ind. y Com., Dir. Nac. Min., Carta Geológico-Económica*, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia de Neuquén). *Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (2)*: 153-184.
- WHITE, A. W., 1961. Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. *Jour. of Sed. Petrology., 31 (4)*: 560-570.
- WEAVER, C. H., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Inv. Washington Mem., 1 XV*, Seattle.

Recibido: 2 de noviembre, 1987
Aceptado: 25 de noviembre, 1988

EDUARDO A. DOMINGUEZ

Universidad Nacional del Sur
Departamento de Geología
CONICET
San Juan 670
8000 Bahía Blanca

INVESTIGACIONES ESTRATIGRAFICAS EN EL "GRUPO VILLAVICENCIO", CANOTA, PROVINCIA DE MENDOZA

A. Cuerda, E. Lavandaio, O. Arrondo y E. Morel

RESUMEN

Se revisó la sucesión estratigráfica del "Grupo Villavencio" expuesta 30 km al noroeste de la ciudad de Mendoza. Las evidencias de campo demostraron que el "Grupo" está constituido por dos Formaciones: una inferior, de edad ordovícica y un espesor probable de 4.800 m, y otra superior, de edad devónica inferior y 900 m de potencia. Una discordancia fue reconocida entre las dos Formaciones. La sucesión fue afectada durante el Paleozoico por las orogenias Dilhuética (Silúrico tardío) y Chánica (Devónico tardío).

ABSTRACT

The stratigraphic succession of the "Villavencio Group" exposed 30 km northwest of Mendoza city has been reviewed. The field evidences have shown that the Group is made up of two Formations: a lower one of Ordovician age and probably 4.800 m thick, and an upper one, of Lower Devonian age and 900 m thick. An unconformity was recognized between the units. The succession was affected during the Paleozoic by the Dilhuetic (Late Silurian) and the Chanic (Late Devonian) orogenies.

INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Los depósitos que componen el "Grupo Villavencio" en Mendoza, plantearon desde el comienzo de su estudio los siguientes problemas: a) número de unidades litoestratigráficas que lo integran y b) relaciones estratigráficas de las unidades y edades respectivas.

El conocimiento de estas sedimentitas se inicia con los trabajos de Avé-Lallement de 1890 y 1892, autor quien las reunió dentro de sus "Esquistos Hurónicos". Stappenbeck, en 1910, se ocupó de ellas en su clásica monografía de la Precordillera y sobre la base de correlaciones geológicas regionales las asignó al "Sistema Devoniano" (*sic*).

El año 1941 señala el comienzo de las investigaciones de detalle con el trabajo de Harrington efectuado en las sierras de Villavencio y Mal País. Sin utilizar una denominación específica, Harrington identificó

a los depósitos como "conjunto de los estratos paleozoicos de Villavencio y Mal País", que ubicó en el "Paleozoico, en su mayor parte Devónico".

Más tarde se suceden las observaciones de Nesossi (1945) efectuadas en la comarca de Santa Clara, sobre el límite con San Juan. Este autor describió la sucesión de cuarcitas, grauvacas y pizarras allí aflorantes que asignó al Proterozoico (*sic*). Borrello en 1968 sistematizó a los depósitos del Grupo desde el punto de vista tectosedimentario que definió como la expresión más típica del flysch. La edad fue referida al lapso comprendido entre el Ordovícico y el Carbónico inferior. Para el sector de la sierra de Cortaderas disponemos de las observaciones de Cingolani (1970) quien, siguiendo el criterio sustentado por Borrello (*op. cit.*) reconoció tres tipos de flysch.

Harrington retomó en 1971 el estudio de los depósitos con motivo del levantamiento de la Hoja Geológica 22c, Ramblón, introduciendo por vez primera la denominación

de "Grupo Villavicencio". El examen regional lo llevó a reconocer tres tipos litofaciales que identificó sucesivamente como:

- "facies típica" o "facies normal" (metagrauvas, pizarras y filitas con 2.000-3.000 m de espesor);

- "facies Alojamiento" (intercalaciones de calizas en las metasedimentitas de la "facies normal", con un espesor de 600 a 1.500 m;

- "facies Cortadera" (metasedimentitas del Grupo Villavicencio intruidas por venas de cuarzo y cuerpos de rocas básicas y ultrabásicas, muy serpentinizadas).

Sigue luego la importante contribución de Cucchi (1972) relacionada con aspectos geológicos y petrológicos del Grupo, conforme está expuesto en las sierras de Cortaderas y Alojamiento. Es de señalar la significación del trabajo de Cucchi por haber analizado críticamente los tipos faciales antes reconocidos por Harrington (1971). Sobre la base de argumentos tectónicos (a escala de micro y macroestructuras) este autor descartó la correlación entre las metasedimentitas de la "facies Cortadera" y las "grauvas de Villavicencio". Cucchi ubicó la secuencia de metagrauvas y pizarras en el lapso Precámbrico-Palozoico (?).

Como resultado final de todas estas observaciones quedó demostrado lo siguiente: a) que el "Grupo Villavicencio" está integrado por varias unidades litológicamente heterogéneas y, b) que la edad de esas unidades puede ubicarse entre el Precámbrico superior y el Paleozoico.

Una sucesión de hallazgos paleontológicos en las metasedimentitas del "Grupo Villavicencio" realizados en muy corto tiempo, llevaron a clarificar un tanto los aspectos cronoestratigráficos. Estos hallazgos fueron los siguientes según orden cronológico:

(i) Lavandaio (1984, 1986). Presentó una lista de graptolitos ordovícicos (caradocianos) provenientes de las proximidades de la mina La Victoria y Risco Colorado. Este autor incluyó en el "Grupo Villavicencio" la faja mineralizada con baritina conocida desde antiguo;

(ii) Alfaro y Fernández (1985). Describen una asociación de graptolitos ordovíci-

cos (caradocianos) provenientes de algunas de las minas de la faja mineralizada mencionada;

(iii) Cuerda *et al.* (1987). Describen una asociación de graptolitos ordovícicos (llandecilianos) extraídos de los afloramientos situados en el tramo medio a superior de la quebrada de Santa Clara, extremo sureste de la Sierra del Tontal;

(iv) Cuerda *et al.* (1987). Son localizados restos de plantas vasculares primitivas referidas a *Lycophytas*, comparables al género *Baragwanathia*, así como otros fragmentos, probablemente de Rhynophytas, en sedimentitas de la hasta entonces llamada Formación Villavicencio, al oeste de la Estancia de San Isidro. Los estratos plantíferos fueron referidos al Devónico inferior;

(v) Pöthe de Baldís e Ichazo (1987). Describen una asociación de quitinozoos de edad silúrica inferior (llandoveriana) provenientes de los asomos expuestos en el tramo inferior-medio de la quebrada de Santa Clara. Los autores no descartan que los estratos fosilíferos puedan corresponder al Ordovícico superior.

Los hallazgos que comentamos permitieron arribar a las siguientes conclusiones:

a - que las metasedimentitas reunidas dentro de la "facies normal" son de edad ordovícica y,

b - que era necesario segregarse de las ya mencionadas "facies normal" un nuevo cuerpo litoestratigráfico, portador de restos plantíferos, asignado al Devónico inferior.

Recientes trabajos de campo efectuados por los autores en el borde oriental de la Precordillera mendocina en la comarca situada al norte de la quebrada de Canota, permitieron identificar en el terreno el límite o contacto entre las metasedimentitas de la "facies normal" y el conjunto sedimentario que al oeste de la Estancia de San Isidro es portador de los restos de plantas vasculares primitivas. Naturalmente, estas observaciones han llevado a rehacer el cuadro estratigráfico local, que ahora queda como sigue (véase mapa geológico y perfil estratigráfico columnar anexo):

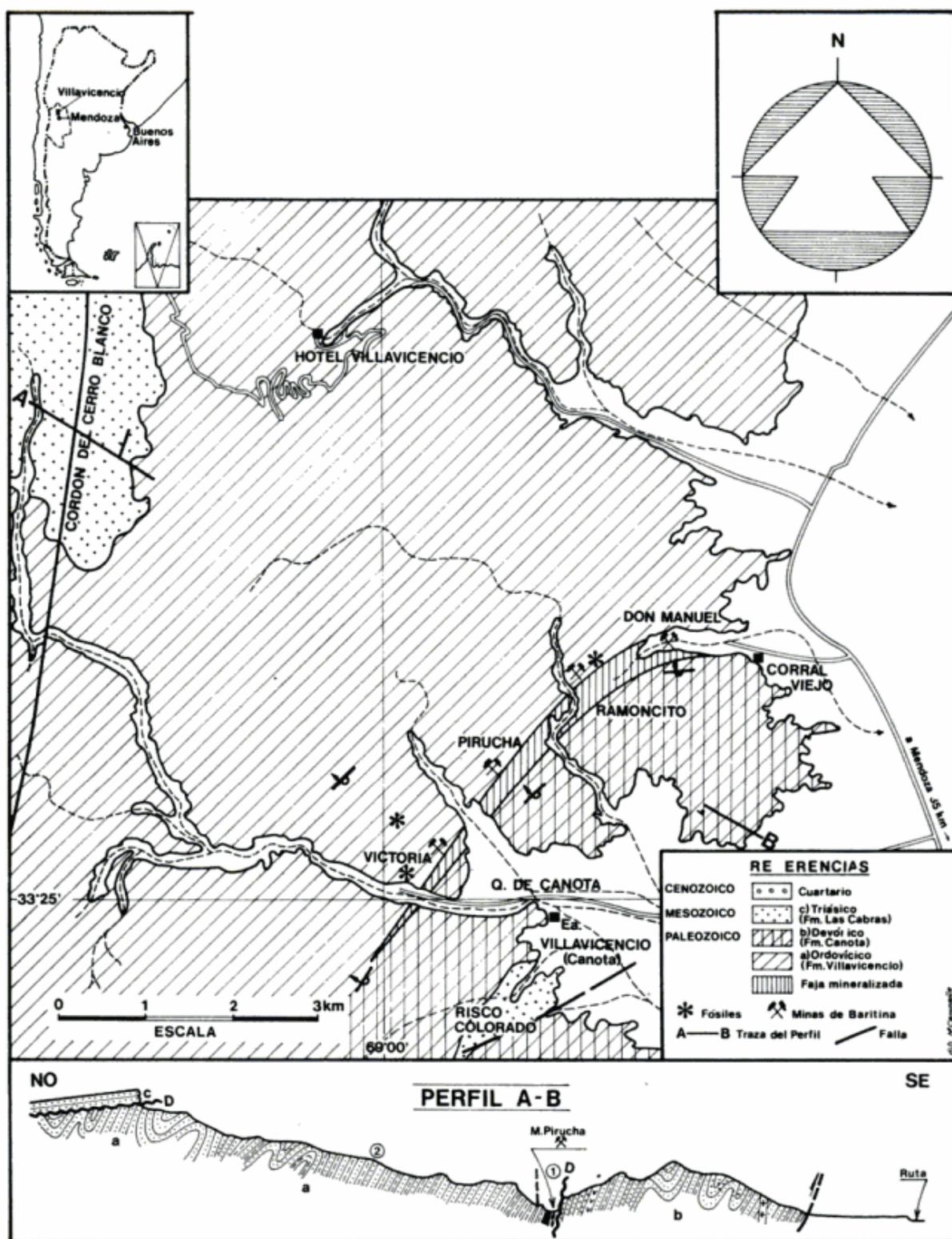


Figura 1: Bosquejo geológico de la región de Villaviciencio-Canota y perfil geológico generalizado entre Cerro Blanco-estancia Villaviciencio (a: Formación Villaviciencio con los Miembros Psamo-Pelítico Inferior (2) y Pelítico Superior (1); b: Formación Canota)

- una unidad de posición estratigráfica inferior, de edad ordovícica para la que reservamos la denominación de Formación Villavicencio y,

- una unidad de posición estratigráfica superior, de edad devónica inferior, y que hemos convenido en denominar como Formación Canota.

Importa destacar que ambas unidades están separadas por una discordancia (erosiva?). El presente trabajo aborda la descripción y análisis de las citadas Formaciones. Importa agregar que ha resultado fundamental para estas investigaciones, la labor previa desarrollada en los sectores de la Sierra del Tontal (Cuerda *et al.*, 1987) pues de allí surgió la inquietud de extender los estudios del Paleozoico inferior al sector mendocino.

Los trabajos han sido efectuados dentro del Proyecto PICG N° 193 "Silúrico y Devónico de América Latina", siendo financiados en parte con fondos provenientes del CONICET. También fue importante el apoyo recibido a través del PID (CONICET) 3-028900.

DESCRIPCION GEOLOGICA

En orden descendente, la columna estratigráfica local hállase integrada por las siguientes dos Formaciones:

Formación Canota

Procedencia del término

Proviene de la quebrada homónima que disecta transversalmente los afloramientos de la unidad. Está ubicada unos 30 km al noroeste de la ciudad de Mendoza. Cabe mencionar que Rusconi (1950) utilizó la denominación de "*horizonte canotense*" o "Formación Canotiana" para designar a "esquistos pizarrosos con mica cloritizada, llamada comunmente grauvacas..." y que ubicó en el Silúrico superior. Consideramos que la denominación propuesta por los autores presentes se adecúa con mayor precisión al

Código de Nomenclatura Estratigráfica que las anteriores denominaciones de Rusconi.

Estrato-Tipo

Situado en el tramo inferior de la Quebrada de Canota. Los depósitos de la unidad componen los contrafuertes más orientales de la Sierra de Villavicencio. Según nuestras observaciones los afloramientos se extienden en dirección sur hasta la comarca ubicada al oeste de la Estancia de San Isidro, donde se yuxtaponen mediando una falla inversa de alto ángulo sobre las sedimentitas ordovícicas de la Formación Empozada.

Descripción litológica

La unidad se inicia con un conglomerado de base polimíctico, clasto-soportado de unos 3 m de espesor. Los clastos son bien redondeados y se componen de rocas de basamento cristalino (metacuarcitas), calizas (cámbricas u ordovícicas) y baritina. El tamaño de los clastos según sus ejes mayores es de hasta 30 cm. Hacia arriba se suceden estratos psamíticos de 4 a 5 m de espesor, macizos y tabulares. Internamente se han observado superficies irregulares que corresponden a procesos de amalgamiento. Estos elementos son reemplazados en los niveles inmediato superiores por una sucesión de ritmos o ciclos constituidos por psamitas finas y pelitas (limolitas). Las psamitas son regularmente macizas y se presentan en estratos tabulares de 1,00 a 1,50 m de espesor. Algunos de los estratos muestran internamente una secuencia de estructuras sedimentarias por arriba del intervalo macizo, constituidas por una marcada laminación, laminación cruzada y microartesas. El pasaje a las pelitas es gradual, tratándose en conjunto de unidades sedimentarias granodecipientes. La base de los ciclos es generalmente regular, aunque se han observado contactos ondulados. Cabe señalar que dentro de esta sucesión rítmica se interponen conjuntos de pelitas gris azuladas de hasta 30 m de espesor.

Asimismo se encuentran varias intercalaciones de vulcanitas grises a castañas, poco evidentes en el terreno, de composición dacítica, concordantes y metamorizadas, con espesores máximos de hasta 1,50 m. La Formación está penetrada por diques de 1 a 2 m de potencia, de composición dacítica-riolítica y matices castaño-amarillentos.

Espesor

Valor calculado en 900 m.

Relaciones estratigráficas

Techo:

Localmente cubierto en discordancia por sedimentitas triásicas de las Formaciones Río Mendoza-Las Cabras

Base:

Discordancia erosiva (?) labrada en las sedimentitas de la subyacente Formación Villavicencio. Los rasgos geométricos de la discordancia no son fáciles de observar, debido al hecho de que la superficie respectiva está incluida dentro de la estructura de plegamiento que afecta por igual a ambas Formaciones. Planimétricamente se ha constatado que la discordancia tiene un rumbo de N42°E y buza 75° al este. Sin embargo, en las proximidades de Corral Viejo tuerce el rumbo para ponerse directamente en dirección este-oeste antes de desaparecer bajo el regolito cuartario.

Disposición tectónica

La Formación forma parte de un bloque rebatido al noroeste. La estructura interna presenta por trechos un plegamiento disarmónico de una longitud de onda de 40-60 m aproximadamente. Los planos axiales están inclinados al noroeste.

Contenido paleobiológico

Son frecuentes en la base de los estratos psamíticos acumulaciones de briznas vegetales. Junto a ellas, se han localizado restos de plantas vasculares de organización muy sencilla (*Lycophytas*) comparables al génc-

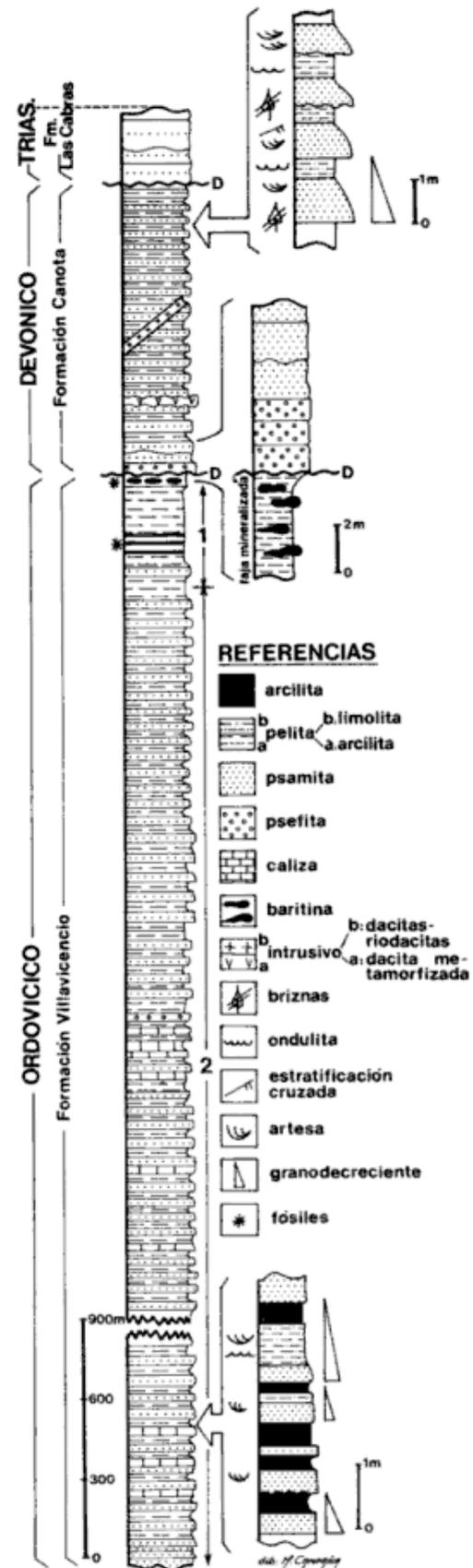


Figura 2: Perfil estratigráfico columnar de la sucesión ordovícica-devónica de Villavicencio-Canota.

ro *Baragwanathia*, así como fragmentos probablemente de *Rhynophytas*, en sedimentitas homologables a esta unidad expuestas al oeste de la Estancia San Isidro (Cuerda *et al.*, 1987). Se trata igualmente de una sucesión de estratos turbidíticos, donde los restos plantíferos son obviamente alóctonos.

Edad

Devónica inferior, sobre la base de los restos plantíferos citados. Los diques riódacíticos son referidos al Terciario.

Reconstrucción paleoambiental

Ambiente marino, probablemente relacionado con un abanico submarino no muy lejano a la línea de costa, según parece sugerirlo los restos plantíferos alóctonos en la base de las psamitas.

Formación Villavicencio

Procedencia del término

Proviene de la sierra homónima, dentro de cuyo ámbito se encuentra la comarca estudiada.

Estrato-Tipo

Puede ubicarse en el tramo de montaña situado al oeste del contacto estratigráfico con la Formación Canota. A la Formación Villavicencio corresponde la mayor extensión regional ya que por el oeste alcanza el extremo austral de la Sierra del Tontal, vinculándose en dirección sur con el cordón de la Cortadera. Buenos afloramientos de la unidad se localizan en el tramo medio a superior de la quebrada de Santa Clara, particularmente en el espacio comprendido entre los puestos Santa Clara de Arriba y Aguilera, donde el metamorfismo dinámico no es tan intenso.

Descripción litológica

Dos miembros de características líticas contrastantes fueron identificados en el desarrollo de la unidad y que hemos denominado como "*Miembro Pelítico Superior*" y "*Miembro Psamo-Pelítico Inferior*", respecti-

vamente. Una sucinta descripción de los mismos se vierte seguidamente:

"Miembro Pelítico Superior"

Comprende el intervalo superior de la Formación y su espesor es de unos 315 m. Líticamente está constituido de abajo hacia arriba por pizarras grises, pardas y verdosas que incluyen cinco estratos de pelitas negras de hasta 3 m de espesor, portadoras de cuerpos aislados de baritina. El conjunto remata en un intervalo compuesto exclusivamente por pelitas negras (arcilitas) de 25 a 30 m de espesor, en su mayoría fértidas, con intercalaciones de baritina negra, singenética, que se presenta como esferoides de 15-20 cm de diámetro o bien como cuerpos lenticulares de 1 a 2 m de potencia. Las pelitas negras llevan nutridas asociaciones de graptolitos, tratándose de típicas "graptofacies" (*black shales*). El mencionado término cuspidal corresponde a la faja mineralizada, explotada desde antiguo, y donde se han abierto las minas Don Manuel, Ramoncito, Pirucha, Victoria y otras, estudiadas parcial o totalmente por Cuerda (1963), Etcheverry *et al.* (1983) y Lavandaio (1984).

"Miembro Psamo-Pelítico Inferior"

El pasaje entre ambos Miembros es transicional y está señalado por estratos psamíticos (subgrauvacas) entre las pizarras grises y verdosas. El espesor del Miembro es de unos 4.500 m y se compone de una sucesión de psamitas de grano fino color gris claro y pelitas verde azuladas, conjuntos que se ordenan en ciclos o ritmos bien marcados. Las psamitas ocurren en estratos macizos y tabulares, aunque se han observado intervalos estratigráficos característicamente granodecrecientes con secuencias de estructuras sedimentarias típicas para las turbiditas. El pasaje entre psamitas y pelitas en estos casos es simplemente transicional. La base de las psamitas casi siempre son irregulares y señalan procesos erosivos. También se han registrado calcos de flujo de dimensiones que sobrepasan los tamaños

normales. Restos de graptolitos muy deformados por metamorfismo dinámico se localizaron en los intervalos psamíticos y pelíticos (Cuerda et al., 1987).

Estratos calcáreos delgados y cuerpos intrusivos de composición riódacítica intruyen la mencionada sucesión.

Espesor

4.800 m. Este espesor se ha medido en el perfil Cerro Blanco-Estancia Villavicencio (Lavandaio, 1984). Consignamos el espesor con reservas ante la posibilidad de una medición no muy exacta obviamente derivada de los efectos tectónicos.

Relaciones estratigráficas

Techo:

Discordancia erosiva (?) que marca el contacto con la suprayacente Formación Canota, con los comentarios anteriormente señalados. Cabe agregar sin embargo que esta discordancia no escapó a las observaciones de Etcheverry et al. (1983), quienes la relacionaron con los movimientos guanacólicos del esquema de Furque y Cuerda (1982). Estos aspectos serán objeto de análisis entre las conclusiones del trabajo.

Base:

No conocida. Falla.

Disposición tectónica

La unidad conforma un bloque afectado internamente por plegamiento disarmónico cuyos planos axiales, al igual que en la Formación Canota, inclinan al noroeste. Pormenores tectónicos a nivel de micro y macroestructuras han sido examinados minuciosamente por Cucchi (1972) en la región situada al sur de la Sierra del Tontal. Quienes se interesen por estos aspectos habrán de recurrir necesariamente al trabajo del citado geólogo.

Contenido paleobiológico

Se han reconocido estratos fosilíferos con graptolitos en los dos Miembros ya mencionados. Las formas identificadas, si-

guiendo el orden estratigráfico establecido, son las siguientes:

Miembro Pelítico Superior

Las primeras referencias sobre graptofaunas en estos niveles fueron dadas a conocer por Cuerda en 1963. Según Alfaro y Fernández (1985) y Blasco (in: Lavandaio, 1984), la asociación está integrada por:

Climacograptus aff. *C. bicornis* (Hall)

Diplograptus sp.

Glyptograptus sp.

Orthograptus sp.

Climacograptus aff. *C. antiquus* Lapworth

Glyptograptus aff. *G. angustifolius* (Hall)

Según los tres últimos autores, la edad de esta asociación es caradociana y los niveles fosilíferos, de acuerdo a Alfaro y Fernández (op. cit.) son equivalentes laterales de la Formación Empozada expuesta al oeste de Estancia San Isidro.

Miembro Psamo-Pelítico Inferior

Los estratos fosilíferos afloran en la quebrada de Santa Clara, en las proximidades de los puestos Santa Clara de Arriba y Aguilera. Según Cuerda et al. (1987) la fauna se compone por:

Tetragraptus sp.

Dicellograptus sp.

Nemagraptus sp.

(?) *Dichograptus* sp.

La edad de esta asociación no ha sido indicada como llandeciliana.

Edad

Ordovícica, llandeciliana-caradociana.

Reconstrucción paleoambiental

La sucesión de ritmos turbidíticos (Miembro Psamo-Pelítico inferior) ha sido interpretada como parte de un abanico submarino distal (Cuerda et al., 1987). Las nuevas observaciones permiten ahora comple-

tar el esquema inferido, al expresar que este dominio evolucionó a un paleoambiente, igualmente marino pero de circulación restringida (Miembro Pelítico Superior) caracterizado por un bajo potencial de oxidación-reducción y con valores Eh negativos. Este ambiente queda confirmado por las características líticas (típicas "black shales"), presencia de pirita en las pelitas y la materia orgánica que se manifiesta por intensa fetidez en todos los niveles de pelitas negras, especialmente aquellos que contienen los cuerpos de baritina.

CONCLUSIONES

Se instituye a la Formación Canota para designar a un cuerpo sedimentario de significación estratigráfica definida, limitada en su base y techo por sendas discordancias erosivas y/o angulares.

Al segregarse la Formación Canota, queda restringido el desarrollo de la "facies normal"; por ello hemos considerado conveniente reemplazar la denominación de "Grupo Villavicencio" por el de Formación Villavicencio.

Las Formaciones Villavicencio y Canota son asignadas al Ordovícico (Llandillo-Caradoc) y Devónico inferior respectivamente, sobre la base de argumentos paleontológicos.

Al no haberse constatado la presencia de sedimentitas silúricas en la columna estratigráfica expuesta en la región de Canota, inferimos que el lapso correspondiente a ese Período ha sido absorbido por el hiatus que se interpone entre las dos mencionadas Formaciones. En este nivel de la columna estratigráfica ha quedado evidenciado un significativo proceso geológico que, en síntesis, comprende las siguientes etapas:

a - interrupción de la sedimentación ordovícica (a nivel del Ashgilliano)-silúrica (?);

b - ascenso regional de la estructura generada y exposición subaérea;

c - subsidencia y/o descenso regional seguido por la reanudación de la sedimentación en el Devónico inferior;

Consideramos con certeza que la discordancia que se interpone entre las Formaciones Villavicencio-Canota se relaciona con los movimientos de la orogenia diluética, por los argumentos que seguidamente explicitamos:

Se descarta la actuación de los movimientos guandacólicos como lo suponen Etcheverry *et al.* (1983), ya que la fase principal de esta orogenia abarcó en la Precordillera un lapso muy breve, entre el Llanvirniano y Llandeciliano. Estamos bien informados al respecto por el registro fósil de graptolitos que acompañó a la sedimentación. Expresado dicho lapso a escala de "zonas bioestratigráficas", tomó el tiempo comprendido entre las "Zonas de *Paraglossograptus tentaculatus* - *Nemagraptus gracilis*", fósiles guías para el Llanvirniano y Llandeciliano respectivamente.

Los movimientos de esta fase principal fueron contemporáneos con la sedimentación ordovícica, determinando *no supresión* de estratos sino *un incremento* del volumen sedimentario, nutrido por material proveniente de las áreas de aporte por rápido ascenso de las mismas. Los estratos correlativos -sin excepción- son todas pelitas (tectofacies) que se escalonan entre la comarca del río Guandacol, La Rioja (Formación Las Vacas) por el norte y la Estancia de San Isidro (Mendoza) por el sur, donde bloques de granodiorita están incluidos en las pelitas de la Formación Empozada.

Cabe destacar que testimonios de estos procesos geológicos no se han observado en el perfil de Canota, donde se registra una brusca interrupción de la columna ordovícica, reapareciendo algunos de sus elementos líticos (clastos de baritina) en el conglomerado de base de la suprayacente Formación Canota.

Se desecha igualmente la participación de la orogenia oclóyica que, observada también en el ámbito de la plataforma calcárea de la Precordillera, se distingue por los siguientes rasgos:

- fue también de corta duración, actuando los movimientos entre el Caradociano y Ashgilliano. Lo sabemos por la fauna de graptolitos que acompañan a las sedimentitas, pues la "*Zona de Glyptograptus persculptus*" (fósil de zona para el Ordovícico superior) yace inmediatamente por arriba del conglomerado de base (muy delgado) que marca en la Precordillera sanjuanina el inicio del ciclo sedimentario ashgilliano-llandoveriano (y que toma el resto del Silúrico + Devónico);

- los movimientos de la orogenia oclóyica han sido de tipo bascular y ascendentes que en el área de Talacasto, San Juan, suprimieron el intervalo de columna ordovícica comprendida entre el Caradociano (Formación Los Azules) hasta los niveles cuspidales del Arenigiano (Formación San Juan). El intervalo suprimido fue de unos 100 a 120 m. Fuera de nuestro país, en Bolivia (según comunicación verbal del doctor Mario Suárez Riglos) suprimieron 1.000 m de sedimentitas ordovícicas.

Concluimos expresando que si en la comarca de Canota habrían actuado los movimientos de esta orogenia, necesariamente los depósitos silúricos habrían estado representados por un determinado intervalo de columna estratigráfica.

La estructura interna de plegamiento que afectó por igual tanto a las sedimentitas de la Formación Villavicencio como aquellas de la Formación Canota, es atribuida tentativamente a los movimientos precordilleránicos y/o chánicos, que actuaron al término del Devónico.

AGRADECIMIENTOS

Dejamos constancia de nuestro profundo agradecimiento a los profesores doctores C. Cingolani y R. Varela por la lectura crítica

del manuscrito del trabajo y oportunas sugerencias que nos hicieran llegar. Nuestra gratitud se hace extensiva a las autoridades del CONICET, entidad que financió los trabajos de campo y de gabinete.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALFARO, M. y R. FERNANDEZ, 1985. Una graptofauna del Ordovícico superior (caradociano) de Estancia Canota, provincia de Mendoza. *Ameghiniana*, 22 (1-2): 63-67, Buenos Aires.
- AVE-LALLEMENT, G., 1890. Estudios mineros en la provincia de Mendoza. La parte septentrional de la Sierra de Uspallata. *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, XII: 131-136, Córdoba.
- _____, 1892. Observaciones geológicas sobre el mapa del Departamento de Las Heras. *An. Mus. La Plata, Sec. Geol. Miner.*, I: 1, La Plata.
- BORRELLO, A. V., 1968. El flysch paleoóico de Mendoza. *IVº Jorn. Geol. Arg.*, I: 75-89, Buenos Aires.
- CINGOLANI, C., 1970. Estudio geológico en la zona de La Cortadera y alrededores, nordeste de Uspallata, provincia de Mendoza. Tesis Museo de La Plata, 248, (inéd.), La Plata.
- CUERDA, A., 1963. La Mina de baritina "Don Manuel", Mendoza. *Rev. Minería*, 7: 27-29, Buenos Aires.
- _____, C. CINGOLANI, O. ARRONDO, E. MOREL y D. GANUZA, 1987. Primer registro de plantas vasculares en la Formación Villavicencio, Precordillera de Mendoza, Argentina. *IVº Congr. Latinoamer. Paleont., Mem.*, I: 111-118, Santa Cruz de la Sierra.
- _____, R. VARELA y O. SCHAUER, 1987. Graptolitos ordovícicos del "Grupo Villavicencio", flanco sudoriental de la Sierra del Tontal en el área de Santa Clara. *IVº Congr. Latinoamer. Paleont., Mem.*, I: 179-183, Santa Cruz de la Sierra.
- CUCCHI, R. J., 1972. Geología y estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVII (2): 229-248, Buenos Aires.
- ETCHEVERRY, R., R. FERNANDEZ, I. SCHALAMUK, M. BRODTKORB y S. AMETRANO, 1983. El distrito barítico de Canota, provincia de Mendoza. *IIº Congr. Nac. Geol. Econ., Actas*, II (2): 682-699, San Juan.
- FURQUE, G. y A. CUERDA, 1982. Extensión y edad de los movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del Oeste Argentino. *Vº Congr. Latinoamer. Geol.*, I: 191-200, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. *Dir. Nac. Geol. Miner., Bol.*, 49: 1-55, Buenos Aires.

_____, 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, provincia de Mendoza. Dir. Nac. Geol. Miner., Bol. 114, 1-87, Buenos Aires.

LAVANDAIO, E., 1984. Perfil esquemático del Grupo Villavicencio entre el cordón del Cerro Blanco y la Estancia Villavicencio, provincia de Mendoza. Dir. Nac. Geol. Miner., (inéd.), Buenos Aires.

_____, 1986. Hallazgo de fósiles del Ordovícico en el Grupo Villavicencio, en la Precordillera de Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI (3-4): 402-404, Buenos Aires.

NESOSI, D., 1945. Contribución al conocimiento de Santa Clara, provincia de Mendoza y San Juan (zona limítrofe). Tesis Mus. La Plata, 77 (inéd.), La Plata.

POTHE DE BALDIS, E. D. y G. ICHAZO, 1987. Quitinozoos de edad llandovertiana del Grupo Villavicencio en la quebrada de Santa Clara, Mendoza, Argentina. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 85-88, San Miguel de Tucumán.

RUSCONI, C., 1950. Notas sobre faunas paleozoicas de Mendoza. Soc. Cient. Arg., An., CXLIX: 157-177, Buenos Aires.

STAPPENBECK, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Min. Agric., An., Secc. Geol., IV (3): 1-183, Buenos Aires.

Recibido: 11 de noviembre, 1987
Aceptado: 12 de diciembre, 1988

A. CUERDA

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata
División Geología Museo de La Plata y
Centro de Investigaciones Geológicas

E. LAVANDAIO

Dirección Nacional de Promoción Minera
Mendoza

O. ARRONDO

E. MOREL

Museo de La Plata
División Paleobotánica



ENVIAR
INSCRIPCIÓN
Y
PRESENTAR
TRABAJOS

20 al 24
MAYO 1990

III REUNION
ARGENTINA DE
SEDIMENTOLOGÍA

 FAC. DE CS. EXACTAS, FIS. Y NAT. U N S J
CERECETO MEGLIOLI - RIVADAVIA
(5400) SAN JUAN
TELEX U.N.S.J.A. A.R. 59 100. TEL. 064-231945/0980/0940

A) USA 30
B) USA 20

METAMORFITAS DE BAJO GRADO CON AFINIDADES OCEANICAS EN EL BASAMENTO DE TANDIL: SUS IMPLICACIONES GEOTECTONICAS, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Mario Teruggi, María A. Leguizamón, Víctor A. Ramos

RESUMEN

La revisión crítica de una serie de localidades clásicas al sur de la ciudad de Tandil, en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, ha permitido reinterpretar su constitución litológica y la evolución geológica y tectónica del Precámbrico de esta área. La definición de la Formación El Cortijo constituida por metabasaltos, metacherts y metawackes a través de una caracterización geoquímica preliminar, indicaría un origen oceánico. Estas rocas, junto con las volcanitas previamente conocidas en los cerros Tandileofú y Vela, permiten postular la existencia de un arco volcánico asociado a obducción de material oceánico. Esta asociación junto con las evidencias previas de granitoides colisionales muestra como una hipótesis plausible que Tandilia ha sido un terreno alóctono acrecionado al resto del cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico.

ABSTRACT

The critical appraisal of a series of classic localities south of the Tandil city in the Sierras Septentrionales of the province of Buenos Aires, permitted the reinterpretation of their lithology and their geological and tectonic evolution during Precambrian times. The definition of the El Cortijo Formation bearing metabasalts, metacherts and metawackes, and a preliminary geochemical characterization, indicate an oceanic origin. These rocks together with the previously known volcanics of Cerros Tandileofú and Vela, allow to postulate the existence of a volcanic arc associated with obduction of oceanic materials. This assemblage together with the evidences of previously known collisional granitoids, show as a plausible hypothesis that Tandilia was an allochthonous terrane accreted to the Río de La Plata craton during Proterozoic times.

INTRODUCCION

En una reciente revisión geológica del borde septentrional de las Sierras de Tandil, inmediatamente al este de la ciudad homónima se comprobó la existencia de rocas de grano fino de singular composición. Estas rocas habían sido ya descritas por Teruggi *et al.* (1958 y 1973). Este hallazgo se complementó con un análisis crítico de un complejo de rocas efusivas y subvolcánicas, que había sido mencionado por los trabajos de Lema y Cucchi (1981). Con posterioridad Dristas (1983) describe una metariolita

en la Sierra del Tigre, y Lema y Cucchi (1985), amplían el registro de estas volcanitas a la sierra de Vela.

Los nuevos datos recolectados, que están siendo investigados en profundidad por los autores, plantean una serie de interesantes interrogantes sobre la evolución geotectónica de la región, a la vez que contribuyen a una mejor comprensión de los procesos tectónicos en el Precámbrico.

Se describirán brevemente primero las rocas de grano fino, luego las volcanitas, el metamorfismo regional, y la estructura dominante de la región, para sobre esa base esbozar diferentes hipótesis sobre la evolución geotectónica de la región de Tandil.

LAS ROCAS DE GRANO FINO

Estas rocas afloran al norte del cerro Albión, constituyendo una franja de rumbo general este-oeste, que en su extremo oriental de afloramientos se desvía ligeramente hacia el noreste. Estas rocas de grano fino fueron mencionadas brevemente por Teruggi *et al.* (1958 y 1973), y correlacionadas con las volcanitas del cerro Tandileufú por Lema y Cuchi (1981). Sin embargo, las nuevas investigaciones realizadas han mostrado que sus características litológicas difieren parcialmente de las volcanitas del cerro Tandileufú, correspondiendo a una asociación litológica de distinto ambiente de formación.

La franja tiene una extensión de aproximadamente dos kilómetros y una potencia del orden de 100 a 250 m. El reconocimiento de esta franja es dificultoso tanto en el campo como en las fotografías aéreas, debido a que su menor resistencia relativa hace que esté generalmente cubierta por derrubios y sus suelos o por otros depósitos cuaternarios.

Las rocas de grano fino (tamaño medio de grano entre 0,02 y 0,05 mm) son finamente esquistosas y bandeadas-laminadas, con porciones reducidas de aspecto macizo. Se presentan intercaladas entre rocas de tipo migmatítico con estructuras gneísicas poco marcadas.

Por sus rasgos litológicos distintivos, esta franja fuertemente milonitizada, representaría una unidad independiente del Complejo Buenos Aires definido por Marchese y Di Paola (1975), a la que se propone denominar Formación El Cortijo, nombre derivado de la finca homónima (figura 1).

La estructura milonítica coincide con la estructura laminar bandeada original, que a su vez está conformada por apretados pliegues isoclinales de gran amplitud de onda cuyos planos axiales subverticales, presentan variaciones en su inclinación de unos 10°, tanto hacia el norte como hacia el sur. Es común observar pequeños replegamientos disarmónicos internos en las variedades

más plegadas, que a nivel macro y microscópico semejan un clivaje de flujo.

La formación está constituida principalmente por tres tipos de rocas:

a) **Metacherts** de colores grises blanquecinos hasta grises verdosos azulados, que son notables por su compacidad y fina laminación. La composición es fundamentalmente cuarzosa en un mosaico muy fino y recristalizado, que forma bandas delgadas entre las que se intercalan trenes y masas alargadas de gránulos de clinzoisita, zoisita y escasos granos de pumpelleíta y prehnita. La pumpellita a menudo está reemplazada por gránulos de epidoto.

Los análisis globales efectuados con la microsonda del CINDECA (Centro de Investigación y Desarrollo de Procesos Catalíticos), realizado mediante el programa EDAX SW 9100, que ofrece un error del orden del 2 %, aunque en ciertas circunstancias puede ser mayor, dieron los siguientes resultados:

Cuadro I: Análisis químicos de la Formación El Cortijo

	CC1	LP3	F1-1	F1-2	U-8	CB-5
SiO ₂	84,26	71,71	80,34	55,84	51,34	52,75
TiO ₂	---	0,43	0,12	0,35	1,29	0,77
Al ₂ O ₃	7,72	11,63	8,60	20,14	9,93	9,99
FeO	3,07	9,32	6,53	12,46	21,45	25,42
MgO	---	---	---	1,02	4,17	5,93
CaO	4,30	6,37	2,25	5,62	7,91	1,16
Na ₂ O	0,62	---	0,37	0,31	---	2,44
K ₂ O	---	0,52	1,07	3,05	3,89	1,95
NiO	---	---	0,73	0,51	---	(*)
TOT.	100,00	100,00	100,01	99,30	99,98	100,01

Referencias: CC1: metachert gris; LP3: metachert verde; F1-1: metachert bandeado; F1-2: metachert lutítico bandeado; U-8: metaferrobasita; CB-5: metawake ferrobásica. (*) Aparece 0,91 % de NiO y 3,15 % de CuO en análisis puntuales de filosilicatos.

b) Los niveles de cherts presentan intercalaciones de **metaferrobasitas** que por su composición química (U-8, cuadro I), parecen corresponder a ferrobasaltos o ferrodibasas, que han sido transformados en **esquistos verdes actinolíticos y hornbléndicos**, con clorita, escaso talco, una mica blan-

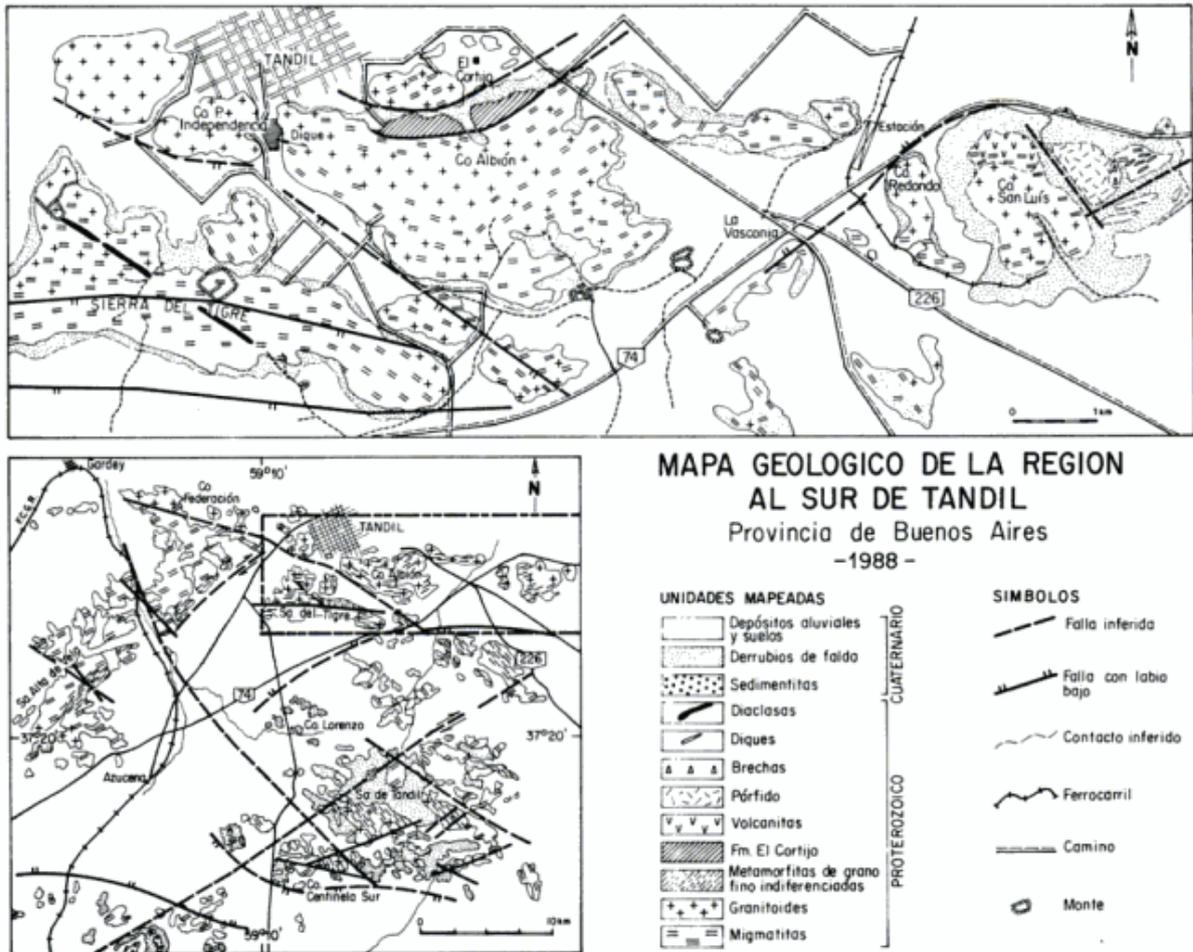


Figura 1: Esquema geológico del área al sudeste de la ciudad de Tandil, con ubicación del área analizada en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (basado en Teruggi et al., 1973).

ca del tipo sericita y escasos relictos de los piroxenos originales.

De similar filiación (muestra CB-5, cuadro I), con colores verdosos oscuros, estructura maciza a la que la milonitización le otorga un aspecto algo esquistoso, se intercalan rocas similares que sin embargo poseen clastos reconocibles de albita (An 8%) en una matriz recrystalizada de cuarzo, albita y sericita, con variable cantidad de clinzoisita, zoisita, pumpellita y granos de prehnita. Por sus rasgos sedimentarios las rocas se clasifican como **metawacke ferrobasáltica**.

c) El tercer grupo de rocas corresponde a **esquistos cloríticos sericíticos epidóticos**, de color verde intenso, con esquistosidad perfecta, la que frecuentemente forma fuertes replegamientos apretados; la mineralogía de estas rocas es la siguiente: cuarzo,

albita, sericita, clorita, zoisita, clinzoisita y calcita introducida.

Análisis geoquímico de los metacherts

La interpretación química de los cherts, según Steiberg *et al.* (1977) y Fersythe y Mpodozis (1983) permite comprobar que las rocas de la Formación El Cortijo caen en conjunto en el campo de los cherts verdes y/o rojos (figura 2). En la sedimentación moderna estos cherts caracterizan, de acuerdo a su estado de oxidación, a una fracción biogénica silíceica con ciertas afinidades hidrotermales, similares a los chert metalíferos que se desarrollan como delgadas capas, en las dorsales oceánicas activas (Bonatti *et al.*, 1976; Marching y Gundlach, 1982).

En el diagrama $MgO/CaO/Na_2O + K_2O$ se advierte un enriquecimiento en CaO , por lo que las muestras se ubican en el extremo cálcico de los cherts rojos y metalíferos. La tendencia hacia los cherts metalíferos se registra claramente en el diagrama $SiO_2/Al_2O_3 \times 10/Fe_2O_3$, ya que las rocas caen en el campo de los cherts verdes (dos muestras) y en el límite entre éstas y los metalíferos, las dos restantes. En el diagrama $TiO_2/Na_2O/K_2O$ se repite la ubicación dentro de los cherts verdes y rojos, con pasaje a los metalíferos por su riqueza en soda.

En el diagrama de discriminación $Al/Al + Fe + Mn$ vs. Anomalía de Mn , (entendiéndose como anomalía de manganeso al logaritmo de la razón Fe/Mn de una muestra, dividida por la razón Fe/Mn promedio de los basaltos de fondo oceánico, Mpodozis, 1977) utilizado para discriminar ambientes oceánicos y sedimentarios, el campo A corresponde a sedimentos metalíferos modernos con valores de anomalía de Mn entre 1,5 y 0,8; el campo B corresponde a sedimentos pelágicos normales y el C a lutitas marinas terrígenas.

Los metacherts analizados muestran una anomalía de $Mn = 0$, lo que no se corresponde con los valores de los océanos actuales. Teniendo en cuenta la gran movilidad del Mn durante la diagénesis, con la subsiguiente removilización ayudada por la deformación y/o el metamorfismo de bajo grado, sería de esperar que todos los valores caigan debajo de los campos A, B y C. No obstante, se puede suponer que de haber habido Mn en los sedimentos, las muestras caerían dentro del campo B de los sedimentos pelágicos. Una muestra (LP3) presentaría afinidades metalíferas por estar encima del valor 0,38 próxima al límite con el campo A, mientras que otra muestra (CC1) mostraría afinidades lutíticas (figura 3). Los valores 0,40-0,70 de $Al/Al + Fe + Mn$ marcan sedimentos argiláceos prácticamente libres o con poca influencia hidrotermal.

Si bien el número de muestras es limitado para inferir su paleoambiente de formación en forma más precisa, los valores obtenidos muestran claras afinidades oceánicas

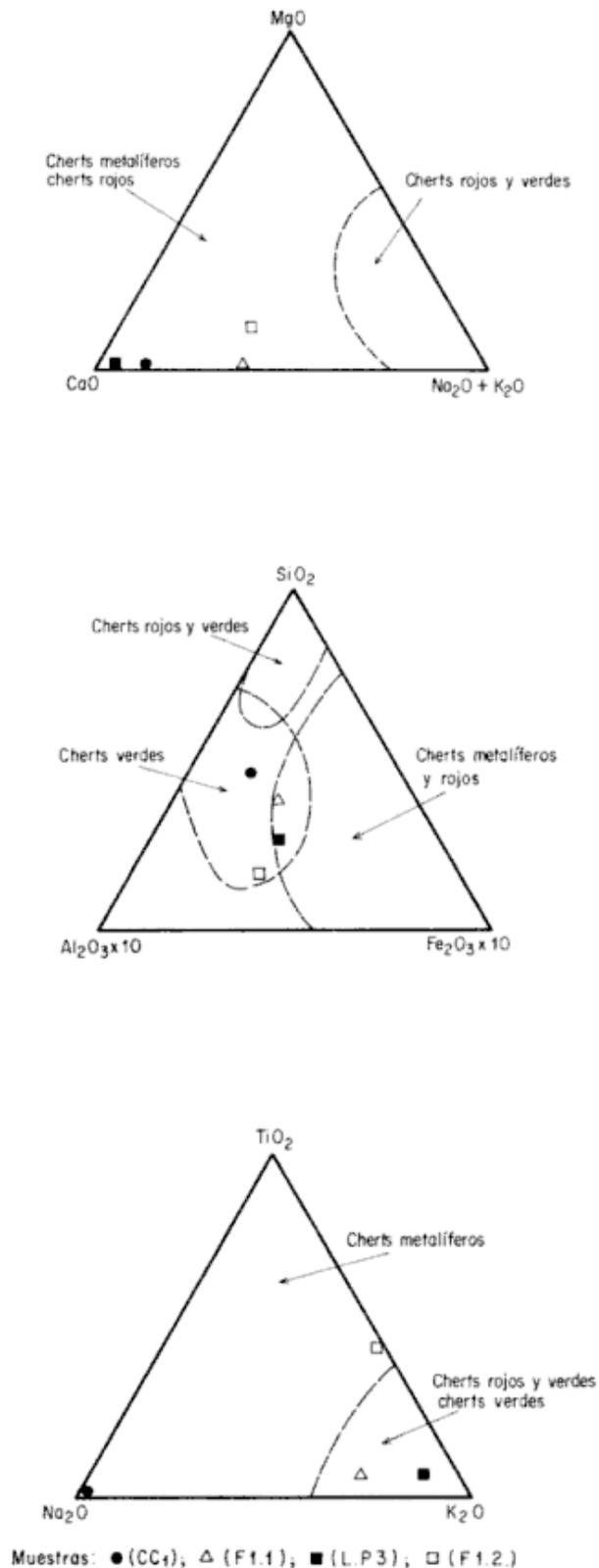


Figura 2: Diagramas ternarios de cherts actuales con campos establecidos según Steiberg et al. (1977) y Forsythe y Mpodozis (1983).

comunes a cherts de ambientes pelágicos actuales.

Interpretación ambiental

La composición química de estas rocas, en las que la abundancia del óxido de hierro (supera el 12 % en algunos cherts y alcanza a más de 20 % en las metaferribasitas y sus sedimentitas asociadas), así como la presencia de cantidades notables de óxido de níquel en chert y metawackes, además del cobre (2,52 %) registrado en una metawacke, permiten inferir que esta asociación litológica presenta afinidades con depósitos oceánicos profundos relacionados con actividad volcánica abisal.

El ambiente de deposición de estas rocas aparecería en principio, vinculado a un volcanismo oceánico, con sedimentos ricos en hierro (y otros metales como Ni, Cu, etc.), en contacto con derrames basálticos, ambos enriquecidos en metales por la acción de fluidos derivados de la interacción de las volcanitas con el agua de mar (Cronan, 1976).

COMPLEJO VOLCANICO

Unos 10 km al este-sudeste de la Formación El Cortijo, en el faldeo norte del cerro San Luis (o Tandileufú), y en el cerro Cota 316, situado inmediatamente al naciente, se ha podido identificar un nuevo conjunto de rocas volcánicas, al norte de las localidades previamente mencionadas por Bernasconi (1947) en su tesis doctoral, Benvenuti (1951) y la correspondiente a la cantera San Luis, al sur del cerro homónimo descritas por Lema y Cucchi (1981). El complejo está constituido por una facies subvolcánica intrusiva y una facies lávica. La roca de caja del complejo está constituida por granitoides y migmatitas de naturaleza granítica. Los afloramientos están muy cubiertos y sólo es posible observarlos en los cortes de cantera de la zona. El cuerpo de apariencia subvolcánica es de regulares dimensiones (unos 600 m de diámetro y un espesor aflorante de no menos de 100 m). Está constituido por dos variedades texturales, una de

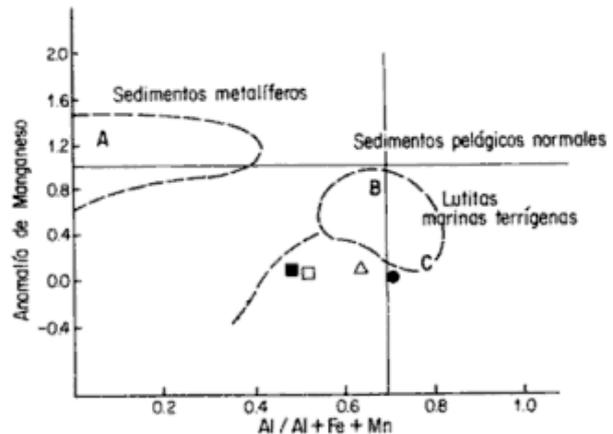


Figura 3: Diagrama de $(Al/Al + Fe + Mn)$ vs. Anomalía de Mn según Steiberg y Mpodozis (1978).

grano fino a medio y de color gris oscuro verdoso, algo lírica, que corresponde a un **pórfido dacítico**, de base microgranuda recristalizada, con pocos fenocristales de plagioclasa intermedia, con rebordes albiticos de crecimiento tardío. Los mafitos están totalmente alterados en opacos, cloritas y epidoto; en la pasta hay haces y escamillas dispersas de clorita, escasa biotita, plagioclasa y cuarzo formando intercrecimientos. Las características litológicas de estas rocas son similares a las descritas en la cantera San Luis por Lema y Cucchi (1981).

Hacia arriba el pórfido pasa a una facies de grano más fino de color gris claro algo rosado.

En uno de los bordes del cuerpo se tiene vinculada como colgajo, una cuña lateral de color verdoso de migmatitas constituidas por venas claras graníticas y paleosomas oscuros, con distintas aureolas de granitización a partir de un núcleo oscuro, que parece ser una volcanita de un ciclo anterior.

Hacia el este del pórfido se ha reconocido una serie de diques verticales de similar composición, al cuerpo subvolcánico con espesores del orden del metro.

Hacia el oeste se ha comprobado también la presencia de estos diques y de una facies lávica, formada por **volcanitas verdosas de tipo basáltico y basandesítico**, con fenocristales de plagioclasa alterada y clinopiroxenos bastante frescos. Estas rocas serían similares a las descritas por Corte-

lezzi y Rabassa (1976) en el cerro Tandileufú (o San Luis). Las **volcanitas basálticas** muestran una estructura vacuolar difusa, con vacuolas de desigual tamaño (entre 0,3 y 0,1 mm) rellenas de clorita y calcedonia; podrían corresponder a basaltos albitizados o espillitas. La mineralogía de estas rocas muestra fenocristales y tablillas menores muy alargadas de albita, con clorita y sericita muy fina. En algunas vacuolas se detectan otros rellenos, tales como opacos, escasa prehnita, y calcita. La mesostasis es muy rica en opacos (magnetita e ilmenita), clorita y gránulos de epidoto.

Dentro de los metabasaltos cabe destacar que hay un grupo que presenta pseudomorfosis de clorita y fibrillas muy delgadas de serpentina según **olivina**; junto a un clinopiroxeno relativamente fresco hay plagioclasa alterada a calcita, clorita y fibrillas de actinolita. El tamaño de grano más grueso y su color gris más oscuro, lo diferencian de los basaltos vacuolares de color verdoso claro.

Tanto los diques como las volcanitas están milonitizadas localmente, en delgadas y dispersas franjas.

Las relaciones de las volcanitas con las rocas circundantes no están bien expuestas; a esto se suma la complejidad tectónica del sector, que ha colocado en posición casi vertical a los mantos lávicos en forma de láminas y dispuestos de manera similar a los diques intercalados.

METAMORFISMO REGIONAL

En las rocas de la Formación El Cortijo el metamorfismo puede considerarse como de grado bajo de las series de baja presión del metamorfismo de profundidad.

Si se tiene en cuenta el conjunto de asociaciones minerales, la falta de laumontita y lawsonita, en las rocas estudiadas hasta el momento, indicaría la parte alta de la facies de pumpellita-prehnita, en el límite de la isograda que marca la aparición de clinozoisita-zoisita, con temperaturas entre 300° y 350° y presiones entre 2,5 y 3 kbars. Tales condiciones marcarían la entrada a la **facies**

de esquistos verdes de grado bajo. Las asociaciones sericita-clorita-epidoto de los esquistos verdes plegados confirmaría esta interpretación.

A su vez los cherts marcarían la entrada a facies con asociaciones de más bajo grado, en tanto que los esquistos verdes actinolíticos y hornbléndicos, serían de un grado poco mayor, como lo denota la aparición de la hornblenda.

Las rocas del complejo volcánico preservan sus fábricas ígneas originales, pues debido a la falta de movimientos penetrativos resultan en rocas no esquistosas cuya recristalización es a menudo incompleta, afectando fundamentalmente a la pasta y en grado variable a los fenocristales. El metamorfismo es también de grado bajo, no obstante que, al igual de las rocas de la Formación El Cortijo se encuentran intercaladas en un ambiente de alto grado granitoide-migmático.

Las asociaciones plagioclasa albitizada y epidotizada, la pseudomorfosis de clorita-serpentina según olivina, la pasta recristalizada en finos agregados de ilmenita magnetita, clorita y epidoto, podrían indicar **facies de esquistos verdes** de bajo grado con temperaturas cercanas a 500°, dado que la estabilidad de la lawsonita común en estas asociaciones, no supera estos valores, pasado los cuales es substituida por epidoto.

La asociación clorita-albita-calcita, típica de basaltos albitizados o espillitas, indicaría también condiciones de formación de **facies de esquistos verdes** (Coombs, en Winkler, 1978).

Esta facies metamórfica es coherente con la propuesta por Dristas (1983) en la Sierra del Tigre, para quien la metariolita fue modificada por un metamorfismo de baja temperatura bajo condiciones de esquistos verdes.

ESTRUCTURA Y DEFORMACION

Es oportuno señalar que como las rocas de la Formación El Cortijo, han sido fuertemente afectadas por cataclasis y milonitización, habrá que considerar en las próximas

investigaciones las posibles reacciones vinculadas al metamorfismo dinámico y sus posibles y eventuales efectos retrógrados. Esta alternativa no se observa en el complejo volcánico, donde la acción cataclástica falta o es reducida a pequeñas franjas.

Actualmente se observa como lo ha destacado oportunamente González Bonorino (1954) en la región, una fuerte milonitización y cataclasis, concentrada a lo largo de fajas de diferente orientación. La configuración geométrica de esta deformación fue descrita por Teruggi *et al.* (1973) y los mecanismos de formación por Dalla Salda (1981), para quien correspondían a una zona regional de cizalla producida por importantes movimientos transcurrentes.

La zona analizada denota la existencia de dos orientaciones dominantes. Una de ellas de rumbo este-oeste coincidente con la faja de la Formación El Cortijo, controla aparentemente el emplazamiento de estas rocas oceánicas. Su traza en forma de arco pareciera indicar cabalgamientos de sur a norte, aunque sus planos son actualmente subverticales. La otra dirección dominante en el sector más occidental tiene un rumbo noreste y presenta similares características.

Se interpreta al sistema principal de rumbo este-oeste como la expresión actualmente en superficie de raíces de corrimientos (Hotches *et al.*, 1982), con componentes transpresivas como las denotadas por Dalla Salda (1981). Los sistemas oblicuos serían fracturas de cizalla con desplazamiento de rumbo. Ambos sistemas se desarrollaron en una zona de deformación por cizalla dúctil, a niveles estructurales medios a profundos como se infiere de su asociación con amplias fajas de milonitización como las observadas por González Bonorino (1954) y Teruggi *et al.* (1958, 1973).

INTERPRETACION GEOTECTONICA

La presencia de esta asociación de metamorfitas de bajo grado, con afinidades oceánicas, junto con el desarrollo de una intensa zona de milonitización y cataclasis, permite identificar un típico ambiente de

obducción donde la Formación El Cortijo se ha emplazado tectónicamente. Si bien no hay criterios definitorios con respecto a la dirección de transporte, esta pareciera ser de sur a norte.

Los estudios realizados por Lema y Cucchi (1981) así como las presentes observaciones en las volcanitas, permiten reconstruir una serie de episodios volcánicos de composición básica a ácida, intruidos en rocas de un mayor grado de metamorfismo. Esto permitiría sustentar un diferente nivel estructural, con respecto a los granitoides y las migmatitas asociadas. Se estaría aparentemente en presencia de un arco volcánico como lo sugeriría la petrografía de estas rocas volcánicas, así como el análisis químico disponible de la metariolita de la Sierra del Tigre (Dristas, 1983), que indicaría condiciones calcoalcalinas medias. Sin embargo, es necesario para confirmar esta aseveración una caracterización geoquímica más completa de las volcanitas.

Los datos obtenidos pueden complementarse con los resultados recientes presentados por Dalla Salda *et al.* (1986) sobre los granitoides de la región más al sur, los que sobre la base de su composición química, en especial sus elementos traza, fueron clasificados como granitoides colisionales.

Si se combinan la estructura de la comarca, su metamorfismo, y sus diferentes asociaciones petrotectónicas se puede esbozar a nivel de hipótesis de trabajo, un modelo bastante coherente sobre el ambiente geotectónico y la evolución de este sector de la sierra de Tandil como se ilustra en la figura 4.

En el mismo es evidente que la presencia de rocas oceánicas de bajo grado metamórfico, asociadas a las de las volcanitas del cerro San Luis, están indicando un posible frente volcánico desmembrado tectónicamente por procesos posteriores. La presencia de fajas de milonitas paralelas a la estructura de estas rocas, puede ser interpretada como las raíces de sistemas de corrimiento, expuestas sólo a través de un importante levantamiento del área. Si se tiene en cuenta la profundidad de generación de los

complejos metamórficos de mayor grado, su asociación a fajas miloníticas, se estaría en presencia de un importante levantamiento tectónico de índole regional, producido en forma previa a la depositación de la cobertura sedimentaria proterozoica. La asociación de granitoides colisionales con zonas de intensa milonitización es similar a la observada en otras áreas donde con posterioridad al consumo de corteza oceánica, se produce la colisión de bloques continentales con subducción del tipo A (Hotches *et al.*, 1982), que lleva a niveles superficiales las milonitas y asociaciones metamórficas de mayor grado.

Si se acepta esta hipótesis, se puede inferir una secuencia evolutiva de la región de Tandil, en las siguientes etapas:

a) La existencia durante el Proterozoico inferior de una zona de subducción buzante hacia el sur que se ubicaría paralela a la costa de Heusser en la margen norte de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

b) El desarrollo de un arco magmático representado por granitoides cuyo eje sería paralelo a la región central del sistema serrano. Las volcanitas podrían representar, ya sea un nivel estructural o un episodio diferente a ese arco magmático.

c) Una intensa colisión con obducción de material oceánico, intensa deformación y el desarrollo de granitos postcolisionales. Esta etapa culminaría con el desarrollo de intensa milonitización asociada a subducción del tipo A, que expondría las raíces del orógeno (Hotches *et al.*, 1982).

La evolución presentada, si bien en parte especulativa, tiene importantes connotaciones para la evolución del Precámbrico del cratón del Río de La Plata. En primer lugar "Tandilia" sería un terreno alóctono independiente del cratón del Río de La Plata que recién a los 1760 Ma habría estado vinculado a través de su amalgamación con el resto del continente brasiliano. La hipótesis presentada necesita de observaciones de campo complementarias, análisis geoquímicos de las volcanitas, y de una di-

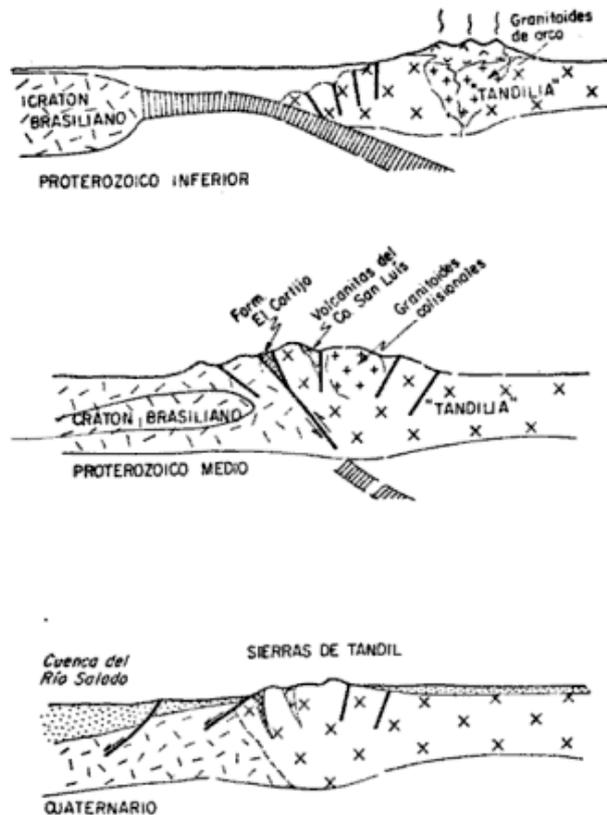


Figura 4: Hipótesis evolutiva propuesta basada en Dalla Salda *et al.*, 1986 y las presentes observaciones.

lucidación fehaciente de la dirección de vergencia de la deformación y del transporte tectónico de las metamorfitas de la región. Mientras tanto será sólo una hipótesis fecunda que pueda guiar las investigaciones futuras en la región.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BENVENUTTI, J. C., 1951. Fenómenos de granitización en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VI (3-4): 207-212, Buenos Aires.
- BERNASCONI, O., 1947. Contribución al estudio hidrogeológico en el partido de Tandil. *Univ. Nac. La Plata, Tesis Doct.*, (inéd.), La Plata.
- BONATTI, E., M. ZERBI, R. KAY, 1976. Metalliferous deposits from oceanic spreading center. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 87: 83-94, Boulder.
- CORTELEZZI, C. R. y J. RABASSA, 1976. Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileufú. VIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 475-480, Buenos Aires.

- CRONAN, D. S., 1976. Basal metalliferous sediments from the Eastern Pacific. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 87: 928-934, Boulder.
- DALLA SALDA, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (2): 190-196, Buenos Aires.
- _____, V. GOMEZ DE POSADAS y J. FRANCISE, 1986. Elementos traza en la interpretación geotectónica del basamento de Tandilia. Iº Reun. Cient. CAPLI, Res. (en prensa), Horco Molle.
- DRISTAS, J. A., 1983. Petrología de una metariolita en la Sierra del Tigre, Tandilia. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVIII (2): 192-200, Buenos Aires.
- FORSYTHE, R. y C. MPODOZIS, 1983. Geología del basamento pre-Jurásico superior en el archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Serv. Nac. Geol. y Min. Chile, Bol.*, 39: 1-63, Santiago.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *LEMIT, serie 2*, 55: 5-37, La Plata.
- HOTCHES, K. V., J. M. BARTLEY y B. C. BURCHFIEL, 1982. Structural evolution of an A-type subduction zone, Lofoten-Rombak area, Northern Scandinavia, Caledonides. *Tectonics*, 1 (5): 441-462, Washington.
- LEMA, H. y R. CUCCHI, 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (1): 103-104, Buenos Aires.
- _____, y _____, 1985. Geología de la Sierra Alta de Vela. Iº Jorn. Geol. Bonaeren., (en prensa), La Plata.
- MARCHESE, H. G. y E. C. DI PAOLA, 1975. Mio-geosinclinal Tandil. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (2): 161-179, Buenos Aires.
- MATCHING, V. y H. GUNDLACH, 1982. Iron-rich metalliferous sediments on the East Pacific Rise, prototype of undifferentiated metalliferous sediments on divergent plate boundaries. *Earth & Planet. Sc. Lett.*, 58 (3): 361-382, Amsterdam.
- MPODOZIS, C., 1977. Etude géologique de la région d'Agropha (Zone de Punde, Euritanie, Grèce): Essai de classification géochimique des sédiments hipersiliceux marins. Thesis de Doctorat, Univ. Paris, 1-245, París.
- STEIBERG, M., A. DESPRAIRES, J. F. FOGELGSANF, A. MARTIN, D. CARON y R. BLANCHET, 1977. Radiolarites et sédiments hipersiliceux océaniques: une comparaison. *Sedimentology*, 24: 547-563, Amsterdam.
- _____, y C. MPODOZIS, 1978. Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paleo-océanique. *Oceanologica Acta*, 1: 525-530.
- TERUGGI, M. E., V. E. MAURIÑO, T. LIMOUSINE y O. SCHAUER, 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XIII (3): 185-204, Buenos Aires.
- _____, J. O. KILMURRAY y L. DALLA SALDA, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Soc. Cient. Arg., An.*, CXCIV (1-2): 81-96, Buenos Aires.
- WINKLER, H. G. F., 1978. Petrogénesis de rocas metamórficas. Ed. Blume, 1-346, Madrid.

Recibido: 30 de noviembre, 1987

Aceptado: 15 de diciembre, 1988

MARIO TERUGGI

MARIA AMALIA LEGUIZAMON

Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata

VICTOR A. RAMOS

Universidad de Buenos Aires
Departamento de Ciencias Geológicas
Pabellón II - Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

EVALUACION PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMATICA DEL Terciario de la Cuenca del Colorado, Republica Argentina. PALINOFLORAS

Mirta E. Quattrocchio y G. Raquel Guerstein

RESUMEN

A partir del estudio palinológico de los niveles terciarios provenientes de las perforaciones Nadir N° 1 y Puerto Belgrano N° 20, ubicadas en el sector marginal de la Cuenca del Colorado, se determinaron las posibles condiciones paleoclimáticas y paleoambientales durante el lapso Eoceno-Mioceno superior.

Todas las microfloras estudiadas se depositaron en ambiente marino a mayor o menor distancia de la costa. Por comparación con los habitats actuales de las familias vegetales halladas, se reconocieron paleoambientes similares a los actuales del bosque montano, selva montana, sabana, estepa y litoral. Las variaciones en la composición cuali y cuantitativa de la vegetación permitieron determinar zonas climáticas. Los cambios vegetacionales profundos fueron correlacionados con las fluctuaciones climáticas globales inferidas para el Cenozoico.

ABSTRACT

Statistic analysis of palynological data of two cores (Nadir N° 1 and Puerto Belgrano N° 20) sited at the margins of Colorado Basin, Argentina were carried out to determine the possible paleoecological and paleoclimatic conditions during the Eocene-Upper Miocene.

The palynoflora deposit in marine conditions at different distances from the continent. There could be recognized paleoenvironments similar to the present montane forest, lower rain forest, savannah, steppe and littoral habitats. The changes in the quantitative and qualitative composition of the vegetation permitted to determine climatic zones. The profound vegetational changes are correlated to the world-wide climatic changes during the Cenozoic.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se da una posible evaluación paleoambiental y paleoclimática para el lapso Eoceno-Mioceno superior en el área marginal de la Cuenca del Colorado, basada en el contenido palinológico de los niveles provenientes de las perforaciones Nadir N° 1 (Bahía Blanca) y Puerto Belgrano N° 20 (figura 1).

En Guerstein (en prensa, a) y Guerstein y Quattrocchio, 1988 se indican las características generales y la estratificación de la cuenca. El estudio sistemático detallado de las microfloras halladas está tratado en

Guerstein (en prensa, a y b); el análisis estadístico de los datos obtenidos se da en Guerstein (en prensa, c) y Guerstein y Quattrocchio, 1987.

Dado que el Terciario representa un período de transición en el cual es posible hallar formas antiguas extintas y formas modernas, se compararon los morfógenos con material actual de referencia a fin de determinar las equivalencias modernas de los mismos.

El conocimiento de los habitats generalizados de las familias vegetales reconocidas y la distribución de frecuencias de las mismas en las distintas asociaciones microflorísticas, permitió realizar un estudio de

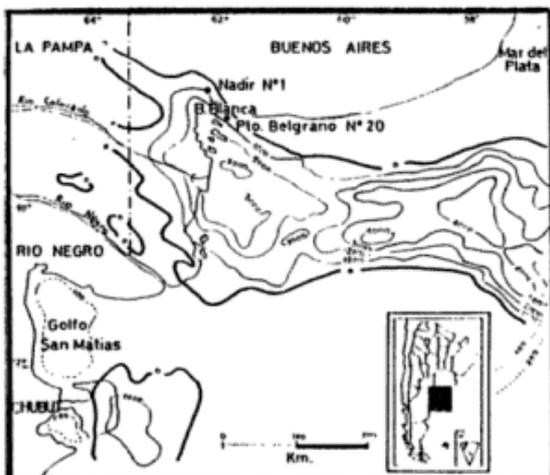


Figura 1: Mapa de ubicación. Cuenca del Colorado. Isopacas de sedimentitas cenozoicas (de Urien et al., 1981).

las condiciones paleoecológicas y paleoclimáticas del área durante el período geológico considerado.

A partir de las variaciones de abundancia relativa de las familias se determinaron zonas climáticas, las cuales fueron ubicadas estratigráficamente teniendo en cuenta los cambios globales inferidos para el Cenozoico.

METODOLOGIA

La comparación de los esporomorfos (esporas + granos de polen) presentes en las perforaciones Nadir N° 1 y Puerto Belgrano N° 20 con material actual de la palinoteca de referencia del Laboratorio de Palinología (L.P.U.N.S.), permitió reconocer con certeza la afinidad botánica de 36 morfogéneros correspondientes a 22 familias vegetales modernas (cuadro I).

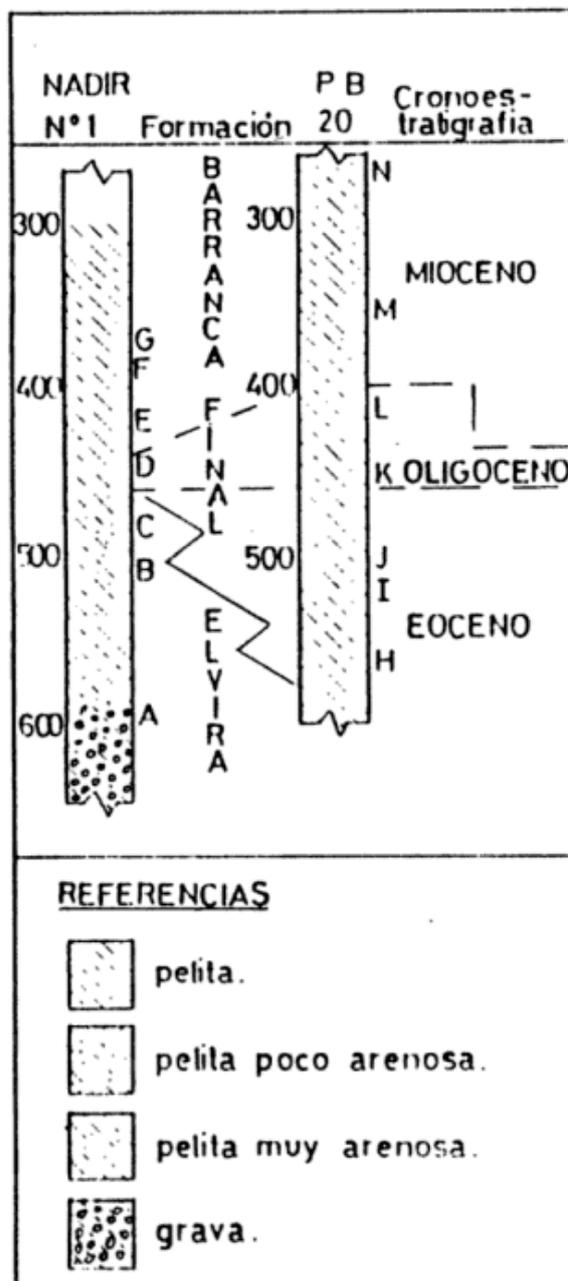
Las frecuencias relativas de las familias vegetales, calculadas sobre el total de miosporas halladas en las asociaciones A-G del pozo Nadir N° 1 y H-N del pozo Puerto Belgrano N° 20 se describen e ilustran en las figuras 3 y 4, respectivamente; la posición estratigráfica de las asociaciones microflorísticas estudiadas se da en la figura 2.

En el cuadro II se muestran los habitats generalizados y los rangos climáticos de las familias vegetales modernas determinadas en las dos perforaciones estudiadas (extrac-

tado de Cabrera, 1976; Barnett y Fisk, 1980 y otros).

CONSIDERACIONES GENERALES

En la interpretación de la información cuantitativa a partir de las muestras polínicas debe tenerse mucho cuidado, ya que no hay una correspondencia simple entre la abundancia de un tipo específico en la muestra y la importancia de la planta co-



REFERENCIAS

- pelita.
- pelita poco arenosa.
- pelita muy arenosa.
- grava.

Figura 2: Posición estratigráfica de las asociaciones microflorísticas estudiadas.

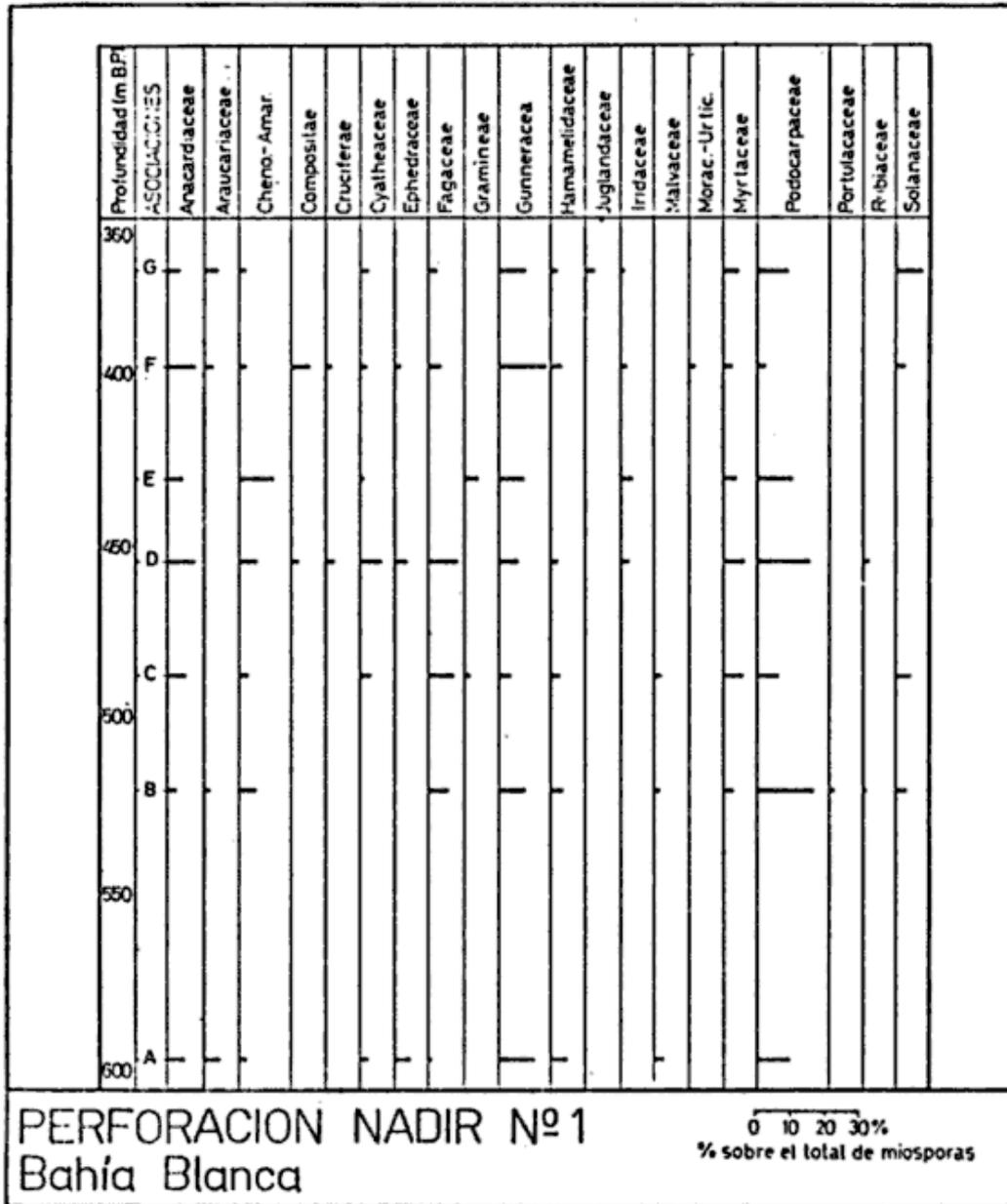


Figura 3: Diagrama de frecuencias relativas de las familias vegetales presentes en las asociaciones microflorísticas A-G de la perforación Nadir N° 1.

respondiente en la región (Barnett y Fisk, 1980). Son varios los factores que influyen en la cantidad total de granos presentes en una preparación palinológica; los más importantes son aquellos relacionados con la producción, dispersión y preservación de los esporomorfos. En el presente trabajo la mayoría de las especies tratadas son formas dispersadas por el viento.

Al superponer los conceptos de asociación y distribución de frecuencias relativas,

la comparación de curvas de abundancia resulta muy útil para determinar condiciones climáticas. Los elementos vegetales que presentan porcentajes más elevados no son necesariamente interpretados como dominantes en la región; lo que se tiene en cuenta es la variación relativa de los distintos taxa en las asociaciones estudiadas a fin de determinar tendencias climáticas.

A medida que la vegetación adquiere progresivamente las características de la ve-

Cuadro I: Equivalentes modernos de los taxa fósiles hallados en las perforaciones Nadir Nº 1 y Puerto Belgrano Nº 20

TAXA FOSILES	GENERO	FAMILIA
ESPORAS		
<i>Deltoidospora australis</i>		Cyathaceae
<i>Deltoidospora</i> sp.		
GIMNOSPERMAS		
<i>Podocarpidites marwickii</i>	<i>Podocarpus</i>	Podocarpaceae
<i>Podocarpidites</i> cf. <i>rugulosus</i>		
<i>Dacrycarpites</i> cf. <i>australiensis</i>		
<i>Phyllocladidites mawsonii</i>	<i>Phyllocladus</i>	
<i>Microcachrydites antarcticus</i>	<i>Microcachrys</i>	
<i>Araucariacites</i> sp.	<i>Araucaria</i>	Araucariaceae
<i>Ephedripites</i> sp.		Ephedraceae
ANGIOSPERMAS		
<i>Liliacidites</i> sp. cf. <i>A. l. variegatus</i>		Iridaceae
<i>Liliacidites</i> sp.		
<i>Tricolpites</i> cf. <i>reticulata</i>	<i>Gunnera</i>	Gunneraceae
<i>Ailanthipites</i> sp. cf. <i>A. nonprolatus</i>	<i>Schinus</i>	Anacardiaceae
<i>Rhoipites</i> sp. A		
<i>Retitricolporites</i> sp.		Rubiaceae
<i>Artemisiaepollenites</i> cf. <i>cellularis</i>	<i>Artemisia</i>	Compositae
<i>Tubulifloridites antipodica</i>		
<i>Rhoipites</i> sp. B		Solanaceae
Cyperaceae		Cyperaceae
<i>Graminidites</i> sp.		Gramineae
<i>Clavainaperturites</i> sp.		Cruciferae
<i>Liquidambarpollenites</i> sp.	<i>Liquidambar</i>	Hamamelidaceae
Chenopodiaceae-Amaranthaceae		Chenopodiaceae -Amaranthaceae
cf. <i>Juglanpollenites</i> sp.		Juglandaceae
<i>Sparganiaceapollenites</i> sp.		Sparganiaceae
Portulacaceae		Portulacaceae
<i>Scabratriporites</i> sp.		Moraceae-Urticaceae
<i>Myrtacidites meanesus</i>		
<i>Myrtacidites</i> sp.		
cf. <i>Myrtacidites</i> sp.		Myrtaceae
<i>Nothofagidites diminuta</i>		
<i>Nothofagidites</i> sp. A	<i>Nothofagus</i>	Fagaceae
<i>Nothofagidites</i> sp.		
<i>Malvacipollis subtilis</i>		
<i>Malvacipollis</i> sp.		Malvaceae

getación actual, la mezcla de especies indicadoras de condiciones cálidas, intermedias y frías se hace muy sensible a las variaciones de temperatura y humedad. Se introduce, entonces, el concepto de zona climática realizando la reconstrucción de la vegetación continental y sus modificaciones. Por lo tanto, es necesario conocer todo el perfil paleontológico ya que se trata de fenómenos dinámicos que responden a una causa e integran una secuencia lógica (Chateaufort y Reyre, 1974).

En la reconstrucción paleoambiental y paleoclimática de las áreas extrabasinales, término utilizado por Frederiksen (1985) para definir a las regiones erosionables ubicadas fuera de la cuenca de depositación, se tienen en cuenta las siguientes pautas:

1) aumento significativo de las frecuencias relativas de los taxa que caracterizan a las tierras altas, coincidente con la destrucción de las llanuras costeras durante las transgresiones marinas. Los movimientos de las líneas de costa alteran las comunidades vegetales desarrolladas tanto en el área como en las proximidades de un sitio deposicional dado. En tales sucesiones paleoflorísticas predominan los elementos alóctonos (Frederiksen, 1985).

2) fluctuaciones de los porcentajes de elementos característicos de clima templado cálido versus aquellos que se desarrollan bajo condiciones templado frías.

3) relación entre taxa que predominan en ambiente húmedos y taxa que predominan en ambiente secos.

Reconstrucción paleoambiental y paleoclimática

Las variaciones que se manifiestan en las figuras 3 y 4 son analizadas con el cuadro II y con los datos de diversidad de especies y abundancia de miosporas y paleomicroplancton (cuadro III extractado de Gurstein y Quattrocchio, 1987), teniendo en cuenta las consideraciones realizadas precedentemente.

La presencia de paleomicroplancton marino en todas las asociaciones estudiadas in-

dica que todas las microfloras se depositaron en ambiente marino a mayor o menor distancia de la costa.

Analizando las dos perforaciones en forma simultánea desde abajo hacia arriba, puede observarse que la asociación A, del pozo Nadir N° 1, 596 m boca de pozo (m.B.P.) corresponde a una fase transgresiva con un 61,5 % de paleomicroplancton.

Las familias vegetales caracterizan al bosque montano y selva montana asociados: Podocarpaceae (8 %), Araucariaceae (4 %), Anacardiaceae (2,7 %). La presencia de Gunneraceae en porcentajes relativamente altos (9,3 %), así como también de Hamamelidaceae (4 %) sugerirían condiciones templado-cálidas y húmedas. El avance del mar habría producido la destrucción de los ambientes costeros por lo que todos los elementos serían alóctonos y provendrían de las tierras altas cercanas a la costa.

Pese a presentar aproximadamente la misma proporción de paleomicroplancton (61 %), mayor diversidad de especies de dinoflagelados y menor diversidad de miosporas que la asociación A, la asociación H (554-559 m.B.P.) del pozo Puerto Belgrano N° 20, ubicado en una parte menos marginal de la cuenca, reflejaría el inicio de un evento regresivo dada la presencia de elementos de ambiente litoral: Chenopodiaceae-Amaranthaceae (10,3 %), Cyperaceae (1,3 %) y estepa gramínea: Gramineae (1,3 %). En proporciones menores llegan los elementos del ambiente montano: Podocarpaceae (3,9 %), Fagaceae (3,8 %) y Anacardiaceae (1,3 %). Las condiciones climáticas habrían sido templado-cálidas hasta frías por la presencia de Fagaceae; un 6,4 % de Gunneraceae indicarían condiciones húmedas.

Las asociaciones B (Nadir N° 1, 520 m.B.P.) e I (P.B.20, 514-518 m.B.P.) podrían relacionarse a un leve aumento del nivel del mar, con diversidades de dinoflagelados algo mayores (13 y 16, respectivamente), caracterizados por la presencia de Podocarpaceae (15 y 20,6 %). Fagaceae (5 y 3 %) y Myrtaceae (2 y 9 %) provenientes de las tierras altas; los porcentajes más altos de Fa-

Taxon	Habitat		Ambiente montano		Selva mont.	Sabana	Estepa	Litoral marino y/o suelo sa.obre	Clima
	> 2500 m.	1500-2500			550-1600 m.				
Anacardiaceae									templado cálido
Araucariaceae									templ. cálido-húmedo
Compositae									templado
Cruciferae									templado-frío
Cyperaceae									variable
Cyatheaceae									templ. cálido.-húmedo
Cheno-Amaranth.									variable
Ephedraceae									seco
Fagaceae									templ. -frío húmedo
Gramineae									variable
Gunneraceae									templado húmedo
Hamamelidaceae									templ. -cál. húmedo
Juglandaceae									templado-cálido
Iridaceae									templado
Malvaceae									templado-cálido
Moraceae-Urticaceae									templado-cálido
Myrtaceae									templado-cálido
Podocarpaceae									templado-cálido
Portulacaceae									templ. -cál. húmedo
Rubiaceae									frío seco
Solanaceae									templado
Sparganiaceae									templado-cálido
									cálido a frío

Cuadro III: Diversidad de especies y abundancia de miosporas en los pozos Nadir N° 1 y Puerto Belgrano N° 20.

Pozo Nadir N° 1				Pozo Puerto Belgrano N° 20			
Asoc	Abundancia de miosporas %	Diversidad de especies		Asoc	Abundancia de miosporas %	Diversidad de especies	
		miosporas	dinoflag			miosporas	dinoflg.
G	29	15	12	N	94	27	2
F	70	31	7	M	30.5	15	11
E	16	18	17	L	51	27	9
D	58.5	28	12	K	22.5	18	15
C	54	22	10	J	22	8	8
B	50	22	14	I	17	12	16
A	37.5	22	13	H	39	15	15

gaceae sugerirían un enfriamiento relativo para este intervalo estratigráfico. Se observa un aumento de los elementos del bosque montano y selva montana frente a la disminución de la vegetación costera. Las condiciones serían húmedas.

El inicio de un nuevo evento regresivo se evidencia en las asociaciones C (Nadir N° 1, 487 m.B.P.) y J (P.B. N° 20, 493-514 m.B.P.) con una disminución en la diversidad de dinoflagelados (10 y 8 especies, respectivamente). La asociación J, que presenta altos porcentajes de especies marinas, registra un 46 % de acritarcas, dentro de las cuales resultan dominantes las especies espinosas pequeñas de *Myrhystridium*; según Wall (1965) estos elementos son característicos de ambientes costeros. Sin embargo la construcción de ambientes litorales no se habría manifestado todavía dados los bajos valores de frecuencias relativas de Chenopodiaceae-Amaranthaceae. En las áreas extrabasinales tiene desarrollo la vegetación de bosque y selva montana: Podocarpaceae (4,6 % en la asociación C), Anacardiaceae (3,7 y 2,3 %), Juglandaceae (9 % en la aso-

ciación J), Myrtaceae (4,6 % en C), Fagaceae (5,6 % en la asociación C). Las variaciones de la abundancia relativa de los indicadores vegetales climáticos más importantes sugerirían un leve aumento de la temperatura.

Las características regresivas evidenciadas en las asociaciones C y J se acentúan en las asociaciones D (Nadir N° 1, 454 m.B.P.) y L (P.B. N° 20, 418-425 m.B.P.) con máximos de abundancia y diversidad de especies de miosporas (58 % y 28 especies en D; 51 % y 28 especies en L). La asociación K (P.B.N° 20, 425-482 m.B.P.), pese a presentar valores relativamente altos de paleomicroplankton y diversidad de dinoflagelados, muestra una asociación microflorística que permite agrupar a estos tres niveles dentro de una misma zona climática. Dichas asociaciones reflejan un enfriamiento teniendo en cuenta al aumento de Fagaceae en D (7 %) y en K (4 %), Podocarpaceae (14,5 % en D, 13 % en K y 9 % en L) y Portulacaceae (3 % en L). Los mayores porcentajes de Chenopodiaceae-Amaranthaceae (4,3 %; 10,6 y 4 %, respectivamente) sugerirían la construc-

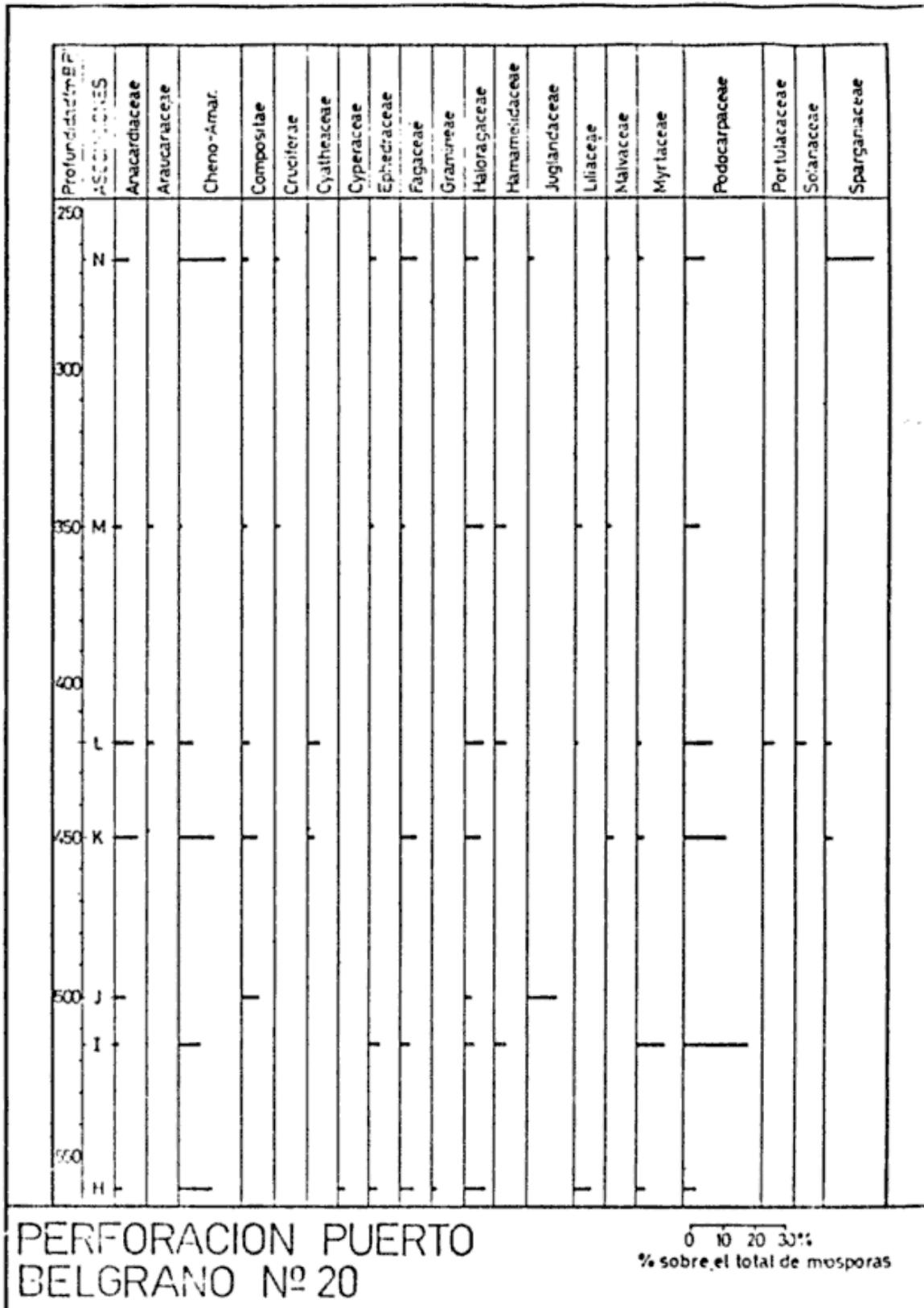


Figura 4: Diagrama de frecuencias relativas de las familias vegetales identificadas en las asociaciones microflorísticas estudiadas en el pozo Puerto Belgrano N° 20.

ción de ambientes costeros en los cuales también se desarrollan Cruciferae, Compositae, Cyperaceae y Sparganiaceae, entre otras familias.

La asociación microflorística E (Nadir N° 1, 430 m.B.P.) está constituida por elementos arbóreos tales como Podocarpaceae (9%), Anacardiaceae (3%) y Myrtaceae (3%). Se da también el desarrollo de la estepa gramínea y la vegetación halófila: Gramineae (3%) y Chenopodiaceae-Amaranthaceae (9,4%). Los altos valores de diversidad y abundancia de dinoflagelados sugerirían una profundización de la cuenca. El conjunto de elementos microflorísticos hallados en este nivel es muy similar al de la asociación A, los cuales reflejan condiciones templado-cálidas y húmedas.

Un evento regresivo se evidencia en la asociación F (Nadir N° 1, 397 m.B.P.) con mínimos de abundancia y diversidad de dinoflagelados y la máxima diversidad de miosporas. En este nivel se marca un deterioro climático dada la retracción del polen arbóreo. Las Anacardiaceae (7%), indicadores de clima templado-cálido, registran su máxima frecuencia en esta asociación. El polen herbáceo de Gunneraceae alcanza aquí su mayor representación (13,7%); este es un indicador de condiciones templado húmedas. Es notable la presencia de elementos característicos de la estepa tales como: Compositae (5%), Cruciferae (1%), Moraceae-Urticaceae (1%) y Solanaceae (2,2%).

La composición microflorística de la asociación M (P.B. N° 20, 288-428 m.B.P.) es muy semejante a la de la asociación F, diferenciándose por presentar un porcentaje de paleomicroplancton relativamente elevado. Sin embargo, la baja diversidad de dinoflagelados (11 especies) indicaría que esta diferencia se debe a la ubicación de cada uno de los pozos en la cuenca. De esta manera, ambas asociaciones podrían pertenecer a una misma zona climática.

La asociación G (Nadir N° 1, 369 m.B.P.) se caracteriza por elementos del bosque y la selva montana: Podocarpaceae (8,3%), Myrtaceae (3,3%), Juglandaceae (2%), Fa-

gaceae (2%), anacardiaceae (2%) y Araucariaceae (3,3%). Se da también, la máxima frecuencia de Solanaceae (6,7%). Las condiciones climáticas habrían sido templadas hasta cálidas y húmedas por la presencia de Cyatheaceae (2%) y Gunneraceae (6,7%). Este nivel podría indicar un avance relativo del mar por el aumento en el porcentaje y diversidad de dinoflagelados, asociado a un mínimo en la diversidad de miosporas.

El nivel más alto que resultó palinológicamente fértil corresponde a la asociación N (B.P. N° 20, 251-283 m.B.P.), la cual caracteriza a un pulso regresivo (6% de paleomicroplancton y diversidad de dinoflagelados: 2 especies), con construcción de medios costeros dadas las altas frecuencias de Chenopodiaceae-Amaranthaceae (13,6%) y Sparganiaceae (14,4%). Por otra parte, se encuentran los elementos característicos del bosque, selva montana y sabana: Podocarpaceae (7,2%), Anacardiaceae (3,2%), Fagaceae (5,6%), Myrtaceae (2,2%) y Juglandaceae (2,2%). Esta asociación reflejaría un enfriamiento para esta parte de la columna geológica.

En el cuadro IV se resumen las conclusiones paleoambientales obtenidas, identificándose zonas climáticas a partir del análisis de las 14 asociaciones microflorísticas estudiadas.

RESULTADOS ESTRATIGRAFICOS

Consideraciones

A medida que se hace más lenta la evolución de los vegetales durante el Cenozoico la biozona de extensión no resulta útil en estratigrafía; la asociación de muchas especies da mayores indicaciones (Chateaucneuf y Reyre, 1974). Los elementos asignados a nivel específico presentan, en general, biozonas muy largas que se extienden durante todo el Terciario en los registros previos en otros ámbitos, y su distribución estratigráfica en los pozos estudiados es muy amplia. Debido a esto, es necesario basar las conclusiones bioestratigráficas principalmente sobre datos de abundancia y asociación.

Cuadro IV: Posible reconstrucción paleoambiental y paleoclimática en base a las asociaciones microfiorísticas de las perforaciones Nadir N° 1 y Puerto Belgrano N° 20, Cuenca del Colorado.

EPOCA/ SERIE	Prof. mBP	Asociac.		AMBIENTE	CLIMA	Regres.	Transgr.
		Nadir N° 1	P.B N° 20				
M I O C E N O	superior	250	N	Bosque montano Selva montana Sabana-litoral	Leve enfriamiento		
		300	?				
	medio	350	G	Bosque montano Selva montana	Templado cálido húmedo		
		400	F M	Retracción polen arbóreo Estepa	Templado húmedo		
		450	E L	Ambiente montano, litoral	Templado-cálido húmedo		
OLIGOCENO	sup.	450	D K	Construcción de ambiente litoral	+ frío seco		
	inf.	500	C J	Bosque y selva montana	Leve aumento de temperatura		
E O C E N O	sup.	550	B I	Bosque y selva montana	Templado-frío húmedo		
		600	A	Bosque montano y selva montana asociados	Templado-cálido húmedo		
	medio	600	H ?	Ambiente montano litoral y estepa graminosa	Templado-cálido hasta frío húmedo		

Según Ballog y Malloy (1981), la comparación de rangos de taxa similares a partir de áreas distintas no es un método de correlación satisfactorio para la mayoría de las especies polínicas del Neógeno. De todas maneras, consideran que la comparación de rangos de abundancia, usando curvas de abundancia relativa, es un método útil para descifrar condiciones climáticas y comparar secciones estratigráficas diferentes dentro de una misma cuenca o en cuencas adyacentes.

Edad de las microfloras estudiadas

Las microfloras halladas fueron calibradas con la bioestratigrafía establecida sobre la base del estudio de microfósiles calcáreos de la perforación Puerto Belgrano N° 23 (Malumián, 1970 y 1972), ubicado en las cercanías del pozo Puerto Belgrano N° 20.

A partir de la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental de carácter preliminar resumida en el cuadro IV y teniendo en cuenta las variaciones climáticas de orden global inferidas para el Cenozoico (Mercer, 1977; Kennett, 1977) es posible ubicar estratigráficamente las distintas zonas climáticas definidas a partir del estudio de las asociaciones microflorísticas halladas.

Evidencias paleontológicas del Eoceno de distintas partes del mundo indican que las condiciones cálido-húmedas eran predominantes. La flora tropical sudamericana se extendía considerablemente hacia el sur en el Paleoceno tardío-Eoceno temprano (Mercer, 1977). Estas características se dan en las asociaciones A y H las que comprenden el intervalo entre 550 y 600 m medidos desde boca de pozo.

En el Eoceno tardío y Oligoceno temprano comenzó a retraerse la flora hacia el norte y fue reemplazada por una flora templado-fría dominada por especies de *Nothofagus* (Mercer, 1977). Las asociaciones también en C y J, desde 480 hasta 520 m.B.P. Luego de este enfriamiento las temperaturas cambiaron muy poco durante el resto del Oligoceno; esto se evidencia en la zona

climática que integra a las asociaciones D, K y L.

Los datos de mediciones de isótopos de oxígeno (Mercer, 1977) indican para el Mioceno inferior y comienzo del Mioceno medio que las temperaturas alcanzaron casi los niveles del Eoceno superior. Este episodio se refleja en la composición de la asociación E (430 m.B.P.). En el Mioceno medio tardío se produce una disminución de la temperatura que se pone de manifiesto en las asociaciones F y M. La asociación G (369 m.B.P.) registra condiciones relativamente más cálidas, cambio que se menciona para el Mioceno superior medio, con temperaturas tan altas como las del Mioceno temprano. Luego de este calentamiento, las temperaturas disminuyen durante el resto del Mioceno (Mercer, 1977). Este deterioro climático se observa en la asociación N (251-183 m.B.P.), dada también por la marcada disminución en los valores de abundancia y diversidad de dinoflagelados. Este decrecimiento en la cantidad y diversidad de quistes de dinoflagelados es registrado por Ballog y Malloy (1981) en el Mioceno superior del sur de California, así como también por Piescecki (1980) en el Mioceno superior de Dinamarca. Este último autor sugiere que dicho decrecimiento puede deberse a la combinación de condiciones ambientales desfavorables (influjo de agua dulce) y dilución de las asociaciones por aumento en la tasa de sedimentación.

CONCLUSIONES

La presencia de paleomicroplancton marino en todas las asociaciones indica que todas las microfloras halladas se habrían depositado en ambiente marino a mayor o menor distancia de la costa. Las asociaciones A, B, E, G e I reflejarían una mayor profundización de la cuenca, mientras que C, D, F, H, J, K, M y N corresponderían a eventos regresivos dentro de la gran transgresión.

Considerando los perfiles palinológicos en conjunto y los habitats actuales de las fa-

milias vegetales presentes en ambas perforaciones, pudo realizarse una reconstrucción paleoambiental y paleoclimática de las áreas extrabasinales a partir de las variaciones de abundancia relativa de elementos característicos del bosque montano, selva montana, sabana, estepa y/o litoral. Estas variaciones permitieron determinar zonas climáticas.

Las zonas climáticas definidas fueron ubicadas estratigráficamente teniendo en cuenta los cambios climáticos a escala global mencionados para el Cenozoico y la bioestratigrafía basada en microfósiles calcáreos hallados en la perforación Puerto Belgrano N° 23 (Malumián, 1970 y 1972). El Eoceno se caracteriza por condiciones templado-cálidas y húmedas (asociaciones A y H); en el Eoceno superior-Oligoceno inferior se produce un enfriamiento (asociaciones B-I, C-J) que se mantiene durante el resto del Oligoceno (asociaciones D, K y L). El Mioceno refleja un aumento de la temperatura en la parte inferior (asociación E), y un enfriamiento y progresivo deterioro climático hacia su finalización (asociaciones F-M, G y N).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Comisión de Investigaciones de la Provincia de Buenos Aires, por el apoyo económico proporcionado. A la licenciada Vivian García, por el tipeado del manuscrito y al señor Carlos Zavala por la confección de los gráficos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BALLOG, R., y R. MALLOY, 1981. Neogene palynology from the southern California continental Borderland, site 467, Deep sea Drilling Project Leg 63. Reprint. from Yeats, R. S.,

Haq, B. U., et al., 1981. Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Proj., XLIII: 565-575, Washington.

BARNETT, J., y L. H. FISK, 1980. Palynology and Paleocology of a Sedimentary interbed in the Jakima Basalt (Miocene), Palause Falls, Washington. Northwest Sc., LIV (4): 259-278.

CABRERA, A., 1976. Regiones Fitogeográficas Argentinas. Encicl. Arg. Agric. Jard., II (1): 1-85, Buenos Aires.

CHATEAUNEUF, J. J. y Y. REYRE, 1974. *Eléments de Palynologie. Applications Géologiques.* Univ. de Genève, 1-333.

FREDERIKSEN, N. O., 1985. Review of early Tertiary sporomorph paleoecology. Am. Ass. Str. Palyn. Contr. Ser., XV: 1-92.

GURSTEIN, G. R., (en prensa, a). Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte I: Especies terrestres de la perforación Nadir N° 1. Rev. Esp. Micropaleont., Madrid.

_____, (en prensa, b). Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte II: Especies marinas de la perforación Nadir N° 1. Rev. Esp. Micropaleont., Madrid.

_____, (en prensa, c). Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte III: Estudio sistemático y estadístico de la perforación Puerto Belgrano N° 20. Rev. Esp. Micropaleont., Madrid.

_____ y M. E. QUATTROCCHIO, 1987. Datos paleoambientales basados en el estudio estadístico de las palinofloras de la perforación Nadir N° 1, Cuenca del Colorado, República Argentina. Finalizado, en vías de publicación.

_____ y _____, 1988. Palinozonas e interpretación estratigráfica mediante análisis de agrupamientos del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. II° Jorn. Geol. Bonaer., Actas, 27-35, Bahía Blanca.

KENNETT, J. P., 1977. Cenozoic evolution of circumantarctic palaeoceanography. En: Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments. Publ. Balkemma, 41-56, Rotterdam.

MALUMIAN, N., 1970. Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Ameghiniana, VII (2): 173-204, Buenos Aires.

_____, 1972. Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la provincia de Buenos Aires. Ameghiniana, IX (2): 97-137, Buenos Aires.

MERCER, J. H., 1977. Glacial development and temperature trends in the Antarctic and in South America. En: Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments. Publ. Balkemma, 73-97, Rotterdam.

PIASECKI, S., 1980. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Miocene Hodde and gram Formations, Denmark. Geol. Soc. Denmark, Bull., XXIX: 53-76, Copenhagen.

URIEN, C. M., J. J. ZAMBRANO y L. R. MARTINS, 1981. The Basins of Southeastern South America (Southern Brazil, Uruguay, and Eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and southern South Atlantic Paleogeographic Evolution. Com. Sudam. Jur. y Cret.: Cuenc. Sed. Jur. y Cret. Amér. Sur, I: 45-125, Buenos Aires.

WALL, F., 1965. Modern Hystrichospheres and dinoflagellate Cysts from the Woods Hole Region. Grana Palynologica, VI (2): 297-314.

Recibido: 23 de diciembre, 1987

Aceptado: 14 de setiembre, 1988.

MIRTA E. QUATTROCCHIO

G. RAQUEL GUERSTEIN

CONICET

Universidad Nacional del Sur

Departamento de Geología

San Juan 670

(8000) Bahía Blanca

LAS SEDIMENTITAS GONDWANICAS DE LA FORMACION LA GOLONDRINA EN LA ESTANCIA DOS HERMANOS, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Miguel A. Palma y María C. Ubaldón

RESUMEN

Se analiza litológicamente la Formación La Golondrina. La misma está constituida por conglomerados, arcosas y niveles pelíticos subordinados.

El análisis estratigráfico definió para la misma, como correspondiente a un megaciclo de sedimentación, con ciclos de gradación normal, característicos de un ambiente continental en facies fluviales.

Se diferencian dos subfacies: A - Subfacies aluviales gruesas, originada por abanicos aluviales y por flujos de detritos, y B - Subfacies de sistemas fluviales arenosos, originados por cauces anastomosados que pasan a cauces meandrosos con depositación de pelitas de llanuras de inundación.

Se analizó la naturaleza de los clastos, tratándose de ignimbritas, granitos y metamorfitas. La composición clástica indica un área de procedencia granítico-riolítica, en general ígnea ácida y además metamórfica.

Estos depósitos se habrían generado en una cuenca elongada en sentido meridiano actual, ubicada en el interior del cratón, y de acuerdo al sustrato siálico que la subyace, se la clasifica como supracontinental.

La edad pérmica inferior de la secuencia es acotada por una abundante flora de *Glossopteris*.

La correlación con otros depósitos de similares características ubicados en el sector centro-oriental de la provincia de Santa Cruz, permite interpretar la evolución geotectónica para el ciclo gondwánico en el Macizo del Deseado.

ABSTRACT

In this work the lithologic facies model and tectonic evolution of La Golondrina Formation are described. Three different lithologic types were recognized in this unit: conglomerate, arkose and subordinate pelites.

The rocks of this Formation can be assigned to a continental environment in fluvial facies. According to the stratigraphic characteristics two subfacies could be distinguished: subfacies A: alluvial fans and debris flow and subfacies B: sandstones fluvial system.

Based on the clast composition a proceeding granitic-rhyolitic area is indicated. This basin is classified as supracontinental based in *Glossopteris* flora, is assigned to the early Permian age. The analysis of relationships among La Golondrina, La Juanita and El Tranquilo Formations, allows an interpretation of the geotectonic evolution during the gondwanic cycle.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por objeto ampliar el conocimiento sobre la secuencia de rocas clásticas continentales aflorantes sobre el curso inferior del río Deseado, y cuya edad pérmica está acotada por los numerosos elementos florísticos presentes en la misma.

La litología de estos terrenos, permite caracterizar el ambiente de sedimentación y el área de proveniencia de los sedimentos; de-

finir la geometría y las características paleotectónicas de la cuenca; esbozar la evolución tectónica de la región, y establecer su correlación con los terrenos aflorantes en comarcas adyacentes.

ANTECEDENTES

La primera información acerca de la existencia de esta secuencia clástica sobre el curso inferior del río Deseado, es proporcionada por Viera y Pezzuchi (197), correspondiendo a Pezzuchi (1978) una des-

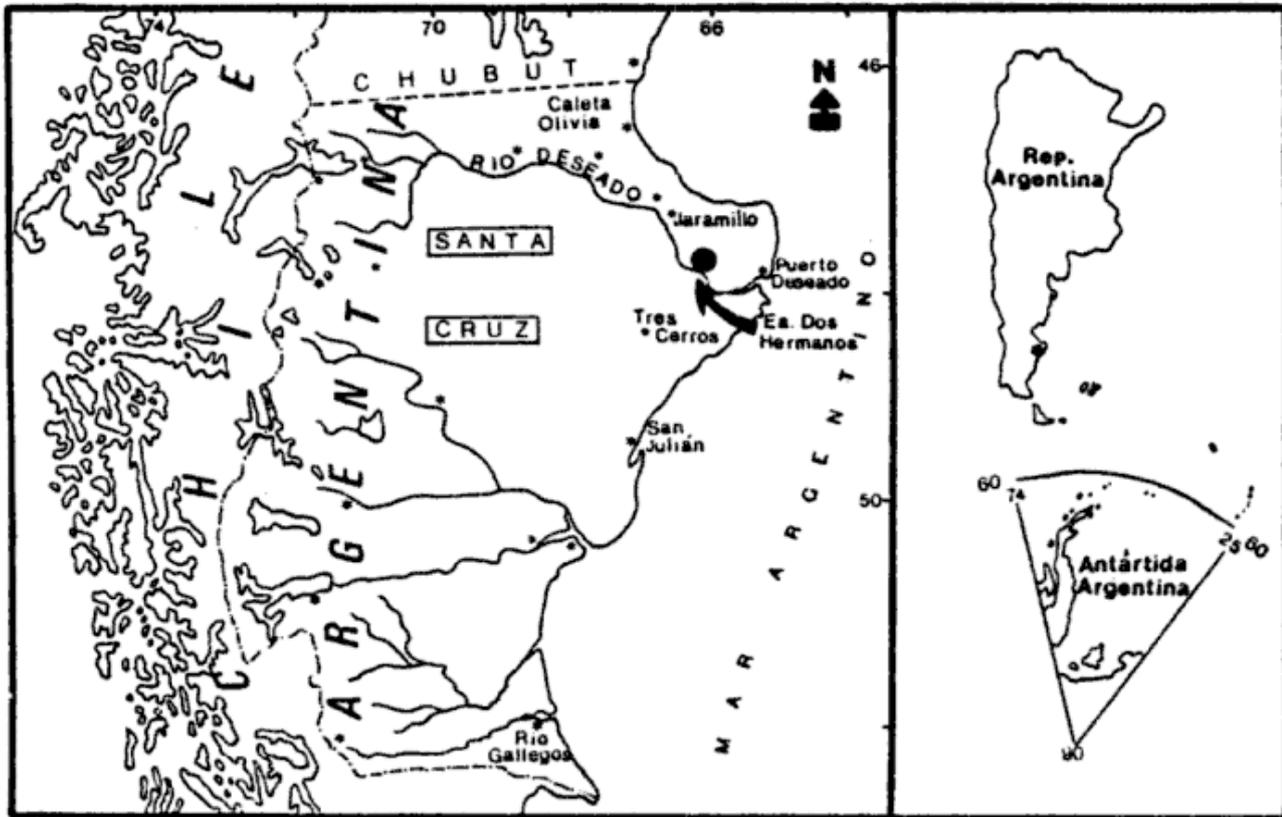


Figura 1: Mapa de ubicación relativa de la zona de estudio.

cripción en detalle de la misma. Posteriormente esta secuencia es analizada por Palma (1986) en un estudio regional de la comarca.

Formación La Golondrina (Archangelsky, 1967)

La localidad clásica de esta unidad, se ubica en el área de La Golondrina-La Leona, hacia el poniente de la región en estudio; correspondiéndole a Archangelsky (1967), acuñar el nombre de Formación La Golondrina, para los terrenos anteriormente reconocidos por Suero y Criado (1955).

En la región bajo estudio (figura 1), esta unidad está compuesta por una sucesión esencialmente arenosa cuarzo-feldespática (arcosas), conglomerados polimícticos y escasas intercalaciones pelíticas; las estructuras sedimentarias predominantes son laminación y estratificación entrecruzada e intercalaciones lentiformes pelíticas, arenosas y conglomerádicas.

La composición clástica indica un área de procedencia granítico-riolítica, en general ígnea ácida y además metamórfica.

Se destaca la presencia a unos 355 y 453 m de la base de intercalaciones tobáceas de unos 3 m de espesor correspondientes a una tufita brechosa.

Está afectada en su tramo inferior por diques de composición leucoriolítica de neta filiación jurásica. Hacia su techo, numerosas intercalaciones de pórfidos dacíticos se emplazan en forma de diques y filones capas, de los que se desconoce su edad, asignándolas tentativamente al ciclo efusivo de edad jurásica. Llama la atención el hecho de que este complejo de diques muestre una gran ocurrencia en la zona de afloramientos de esta secuencia, no existiendo a la actualidad datación de los mismos.

Esta secuencia posee una abundante tafloflora en sus niveles pelíticos, profusamente ilustrada por Arrondo (en Pezzuchi, 1978), quien en base a las numerosas formas de *Glossopteris* ubica a esta unidad en el

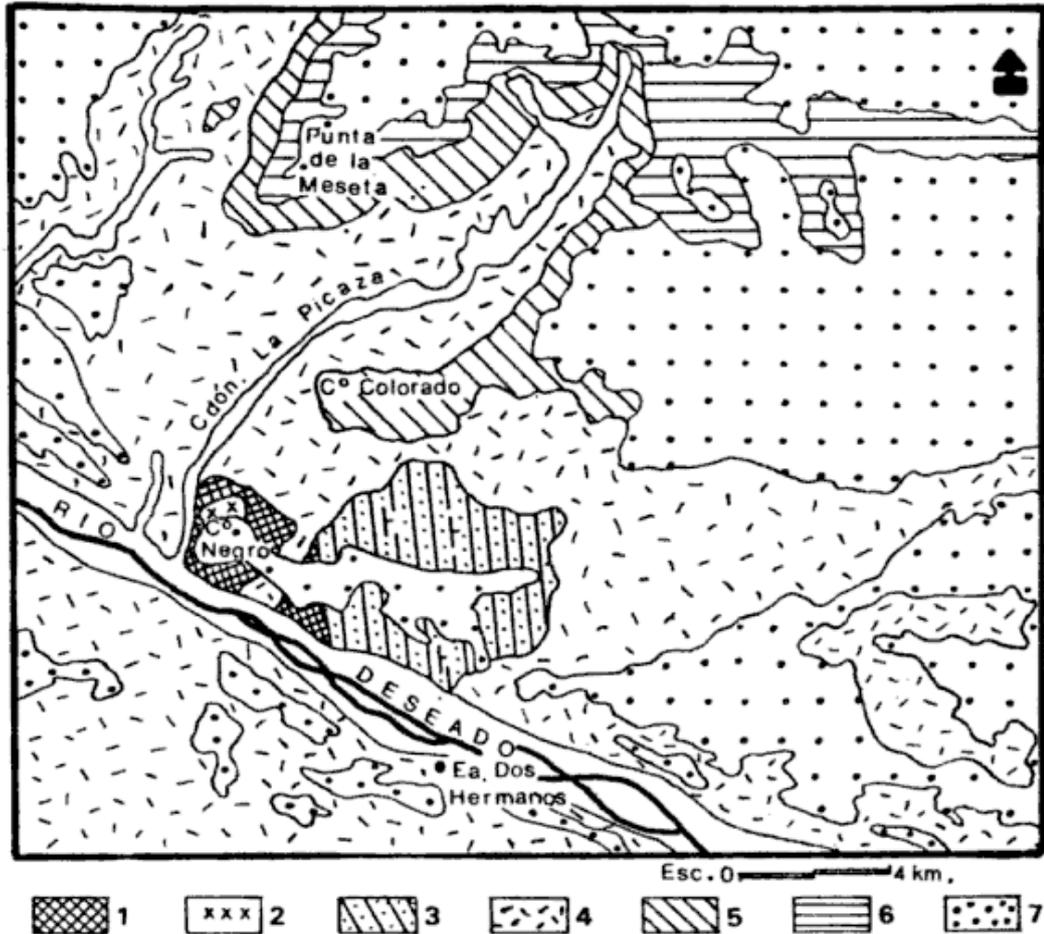


Figura 2: Mapa geológico de las adyacencias de la estancia Dos Hermanos. 1- Complejo Río Deseado (Precámbrico); 2- Dacita La Picaza (Silúrico); 3- Formación La Golondrina (Pérmico); 4- Grupo Bahía Laura (Jurásico); 5- Sedimentitas cretácicas?; 6- Patagoniense (Oligoceno-Mioceno); 7- Niveles aterrazados.

Artinskiano-Kunguriano (Pérmico inferior).

El espesor medido de esta unidad es de 570 m, aunque Pezzuchi (1978) estimó un espesor total de 738 m; la base de la misma es de neta discordancia angular con las rocas basamentales del Complejo Río Deseado (Pezzuchi, *op. cit.*) con las que conforma un bloque solidario a la tectónica gondwánica, estando cubierto todo el conjunto por flujos piroclásticos del Grupo Bahía Laura (figuras 2 y 3).

La secuencia muestra una estructura homoclinal de rumbo aproximadamente meridiano, buzantes hacia el nordnoroeste.

Es en esta localidad el único sitio dentro del ámbito del Macizo del Deseado donde se puede observar la relación con el sustrato original de la cuenca, lo que convierte a

ésta en un lugar crítico para el estudio de estas secuencias continentales clásticas características de esta provincia geológica.

El presente análisis tiene por objeto la descripción de la secuencia pérmica continental aflorante sobre el curso más inferior del río Deseado. El estudio detallado de este perfil ha permitido conocer el registro sedimentario, esbozándose una hipótesis sobre las características del aporte, los posibles caminos de dispersión del sedimento y las condiciones paleotectónicas que han favorecido la depositación.

DESCRIPCION DE LA SECUENCIA

Base: Complejo Río Deseado.

Discordancia Angular

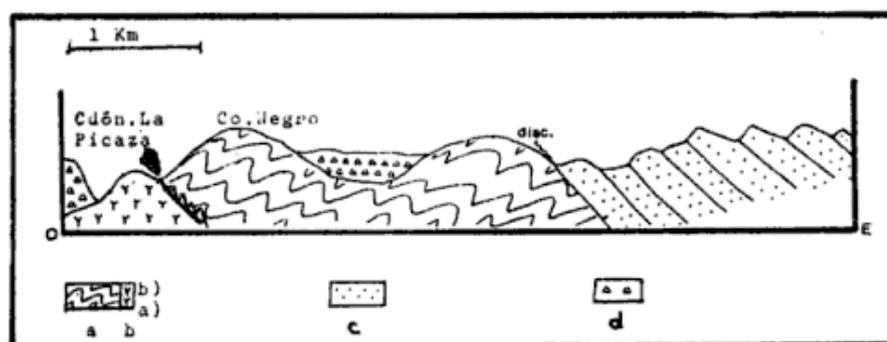


Figura 3: Perfil esquemático mostrando las relaciones de yacencia de la Formación La Golondrina, con las unidades infra y suprayacentes en el afloramiento de la estancia Dos Hermanos. a) Complejo río Deseado; b) Dacita La Picaza; c) Formación La Golondrina; d) Grupo Bahía Laura.

0-5 m	Conglomerado polimítico, color castaño, con buena selección y redondeamiento, en matriz arenosa, presentando estratificación paralela en bancos masivos.	96-100 m	Conglomerado polimítico de color castaño rojizo, textura madura, matriz arenosa. Clastos de granitos, metamorfitas y volcanitas. Estructura maciza.
5-12 m	Areniscas con laminación entrecruzada.	100-103 m	Arenisca pelítica de color gris, con mala selección y regular redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespatos y lífticos, siendo la estructura del banco maciza.
12-21 m	Banco conglomerádico, color castaño grisáceo, de buena selección y redondeamiento, con clastos de composición metamórfica y granítica. Intercalaciones de areniscas de textura inmadura con clastos de cuarzo, feldespato y biotita.	103-110 m	Arenisca cuarzosa con intercalaciones de pelitas arenosas, color castaño rojizo, con clastos de cuarzo, feldespato y en menor proporción moscovita, con restos de flora en los niveles más finos.
21-24 m	Conglomerado polimítico de textura madura, con clastos de granitos y riolitas.	110-118 m	Arenisca cuarzosa en matriz arcillosa con intercalaciones pelíticas, color castaño blanquecino, tamaño de grano mediano a grueso, con mala selección y escaso redondeamiento. Estructura maciza.
24-28 m	Arenisca mediana castaño grisácea, con regular selección y escaso redondeamiento; en parte conglomerádica con clastos de cuarzo, feldespato y biotita. La estructura del banco es maciza.	118-143 m	Arenisca cuarzosa mediana a gruesa, castaño blanquecina, con mala selección y escaso redondeamiento. Estructura maciza.
28-38 m	Conglomerado de color castaño, con buena selección y escaso redondeamiento, en matriz arenosa, con intercalaciones de areniscas medianas en la base, con clastos de cuarzo y feldespato. Banco de estructura maciza con laminación entrecruzada interna.	143-168 m	Cubierto
38-62 m	Cubierto.	168-174 m	Arenisca mediana con intercalaciones conglomerádicas, color gris, de buena selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespatos, moscovita y biotita, en bancos de granometría granocreciente y laminación entrecruzada.
62-72 m	Conglomerado polimítico con intercalaciones de areniscas. Buena selección y redondeamiento, matriz arenosa, banco macizo con estructura lenticular.	174-179 m	Conglomerado polimítico de color castaño, buena selección y redondeamiento muy bueno, con clastos de granitos, volcanitas y metamorfitas en una matriz arenosa.
72-76 m	Arenisca mediana a gruesa, de color gris claro con intercalaciones conglomerádicas. Buena selección y escaso redondeamiento con clastos de feldespato y cuarzo. Estructura maciza.	179-194 m	Arenisca en parte conglomerádica, con laminación entrecruzada y clastos de grava aislados.
76-78 m	Cubierto.	194-212 m	Arenisca de grano medio, color castaño claro, de selección regular y escaso redondeamiento, matriz carbonática.
86-91 m	Arenisca mediana de color gris con regular selección y redondeamiento, con clastos de cuarzo y feldespato en un banco con laminación paralela.	212-214 m	Pelita arcillosa gris oscura con material orgánico carbonoso, en banco con laminación interna paralela que en sectores se vuelve lentiforme.
91-96 m	Conglomerado polimítico de buena selección y redondeamiento con clastos de granitos, metamorfitas y volcanitas en banco con estructura maciza.		

- 214-235 m Arenisca de grano fino, color castaño, selección y redondeamiento regular, con clastos de cuarzo y feldespato en matriz arenosa con cemento carbonático. Estructura maciza.
- 235-242 m Limolita gris verdosa con restos plantíferos. Dique de leucoriodacita.
- 242-247 m Cubierto parcialmente.
- 247-251 m Arenisca en parte conglomerádica de color gris, tamaño mediano, de buena selección y redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y biotita. Estructura maciza.
- 251-256 m Arenisca mediana a gruesa, color castaño grisáceo, buena selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato, biotita y moscovita, en matriz arcillosa con cemento carbonático. Banco con laminación entrecruzada.
- 256-259 m Arenisca mediana de color gris, con regular selección. Clastos de cuarzo, biotita y moscovita. Estructura maciza.
- 259-279 m Arenisca mediana a gruesa con intercalaciones conglomerádicas, color castaño rosada, selección mala y buen redondeamiento. Matriz pelítica con cemento carbonático. Laminación paralela interna y entrecruzada.
- 279-285 m Arenisca conglomerádica con laminación paralela y lentes pelíticos.
- 285-290 m Cubierto.
- 290-295 m Arenisca mediana castaño rosada con clastos de cuarzo, feldespato y biotita en matriz pelítica con cemento carbonático. Estructura maciza con laminación entrecruzada hacia el techo. Presenta niveles conglomerádicos en la base.
- 295-301 m Arenisca fina, color castaño, con regular selección y redondeamiento, clastos de cuarzo, feldespato y moscovita. Laminación entrecruzada interna.
- 301-308 m Arenisca mediana de color castaño, regular selección y redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespato y biotita, estructura interna granocreciente, con laminación entrecruzada e intercalaciones conglomerádicas.
- 308-320 m Arenisca sabulítica pardo grisáceo, con mala selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespato y biotita, en matriz pelítica con cemento carbonático. Estructura maciza con laminación entrecruzada en sectores.
- 320-336 m Cubierto
- 336-346 m Paraconglomerado castaño, con mala selección y buen redondeamiento, con clastos de granitos, diabasas y metamorfitas, matriz sabulítica, arenosa y limosa. Estructura maciza.
- 346-355 m Arenisca de grano mediano, color castaño, regular selección y redondeamiento irregular. Clastos de cuarzo, feldespato y moscovita, en matriz limosa con cemento carbonático. Estructura maciza con laminación paralela.
- 355-360 m Tufita brechosa gris verdosa.
- 360-370 m Arenisca gris verdosa, con clastos de cuarzo y feldespato. Banco con laminación paralela.
- 370-372 m Pelita verdosa finamente laminada, en parte lentiforme.
- 372-376 m Arenisca conglomerádica de color castaño, con mala selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y biotita en una matriz pelítica. Estructura maciza.
- 376-391 m Arenisca mediana en banco con estructura maciza e intercalaciones de filones capa de pórfidos dacíticos.
- 391-409 m Arenisca mediana, color castaño, con buena selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y biotita. Laminación entrecruzada.
- 409-418 m Arenisca mediana a fina, de color castaño, buena selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y biotita, con cemento carbonático. Laminación entrecruzada.
- 418-425 m Arenisca mediana a fina, color castaño, con clastos de cuarzo, feldespato y biotita en cemento carbonático con laminación entrecruzada.
- 425-434 m Arenisca gris verdosa con intercalaciones conglomerádicas de grano mediano a fino, con clastos de vidrio volcánico, cuarzo y feldespato. Laminación entrecruzada y paralela.
- 434-442 m Arenisca mediana a gruesa, castaño claro, con buena selección y regular a escaso redondeamiento, matriz arcillosa y cemento carbonático. Laminación entrecruzada con presencia de flora en los niveles basales del banco.
- 442-445 m Arenisca mediana a fina castaño grisáceo, con buena a regular selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y biotita, con laminación entrecruzada y lentes conglomerádicos.
- 445-446 m Pelita arcillosa color gris, con restos florísticos y estructura lentiforme.
- 446-453 m Cubierto.
- 453-455 m Tufita brechosa gris rosada.
- 445-458 m Arenisca mediana castaño grisáceo, con buena selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespato y en menor proporción biotita, con cemento carbonático en un banco macizo con laminación entrecruzada.
- 458-464 m Arenisca mediana a gruesa de color grisáceo, regular selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespa-

- to y escasa biotita en cemento carbonático. El banco presenta laminación paralela.
- 464-467 m Arenisca mediana castaño rojiza, de buena selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo y feldespato y escasa biotita. Estructura maciza con laminación entrecruzada.
- 467-471 m Arenisca con lentes conglomerádicos hacia el techo.
- 471-487 m Arenisca mediana a gruesa gris rosada, con regular selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespato y líticos en cemento carbonático. Presenta internamente laminación entrecruzada, estando afectado este nivel por filones capa de pórfidos dacíticos.
- 487-499 m Arenisca mediana a gruesa, de regular selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y líticos con cemento carbonático. Banco macizo con laminación entrecruzada.
- 499-502 m Conglomerado.
- 502-518 m Arenisca mediana a gruesa castaño rojiza, de regular selección y escaso redondeamiento, con clastos de cuarzo, feldespato y líticos en banco macizo con laminación entrecruzada y lentes arenosos.
- 518-533 m Arenisca con intercalaciones conglomerádicas.
- 533-538 m Arenisca mediana a gruesa castaño rojiza, con regular selección y redondeamiento. Con clastos de cuarzo, feldespato, biotita y moscovita en cemento carbonático. Banco macizo con laminación entrecruzada en parte.
- 538-548 m Arenisca fina a mediana, color castaño, de mala selección y escaso redondeamiento con clastos de cuarzo, feldespato y biotita. Estructura maciza con estratificación paralela.
- 548-551 m Arenisca mediana, color castaño, con mala selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo y feldespato en mayor proporción que biotita y presencia de líticos. Matriz pelítica con cemento carbonático. Estratificación paralela.
- 551-556 m Arenisca mediana a gruesa castaño rojiza, con regular selección y redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato, biotita y en menor proporción moscovita con cemento carbonático. Banco macizo con laminación entrecruzada.
- 556-566 m Arenisca fina a mediana, de color castaño, con mala selección y escaso redondeamiento; con clastos de cuarzo, feldespato y biotita, en cemento carbonático. Estructura maciza con laminación paralela.
- 566-570 m Arenisca mediana, color castaño, mala selección y escaso redondeamiento. Clastos de cuarzo, feldespato y en menor proporción,

biotita y líticos. Matriz pelítica con cemento carbonático. Estratificación paralela.

Discordancia angular

Grupo Bahía Laura

Se analizó la naturaleza de los clastos de los niveles conglomerádicos, tratándose en muchos casos de rocas metamórficas de mediano a bajo grado. En otros casos se reconocieron clastos de volcanitas, las que petrográficamente se clasificaron como *ignimbrita riolítica* o *leucoriolita ignimbrítica*. Mesoscópicamente muestran una textura porfírica en una pasta cripto a microcristalina, formada por un mosaico microangular de cuarzo anhedral, magnetita finamente diseminada y clorita asociada. Al microscopio se observan trizas de diversa morfología, pero sumamente escasas debido al fenómeno de devitrificación generalizado. El aplastamiento de esas trizas origina textura eutaxítica bien localizada, originando pseudo-fluidalidad junto a los fenocristales solamente. Los fenocristales presentes son de feldespato potásico y plagioclasa. El primero corresponde a la variedad anortoclasa (microclino sódico), presentándose en cristales subhedrales de 1,2 mm afectados por alteración caolinítica y sericítica a modo de parches. Las maclas presentes son de Carlsbad, de albita y periclino combinadas y diagonal. Las plagioclasas se presentan en tablillas de 1 mm con macla polisintética.

Los minerales accesorios presentes son moscovita y apatita. Los litoclastos son subangulosos, microfelsíticos y teñidos intensamente por magnetita.

Los clastos de rocas plutónicas, con tamaños de hasta 10 cm de diámetro, fueron identificados como *granitos de grano mediano*, de color gris rosado, homogéneo, con textura granuda.

La mineralogía corresponde a la típica granítica: cuarzo abundante, feldespato y mica, además de algunos minerales máficos de colores verdosos. Microscópicamente presenta: textura granulada hipidiomorfa con cristales de cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita y moscovita.

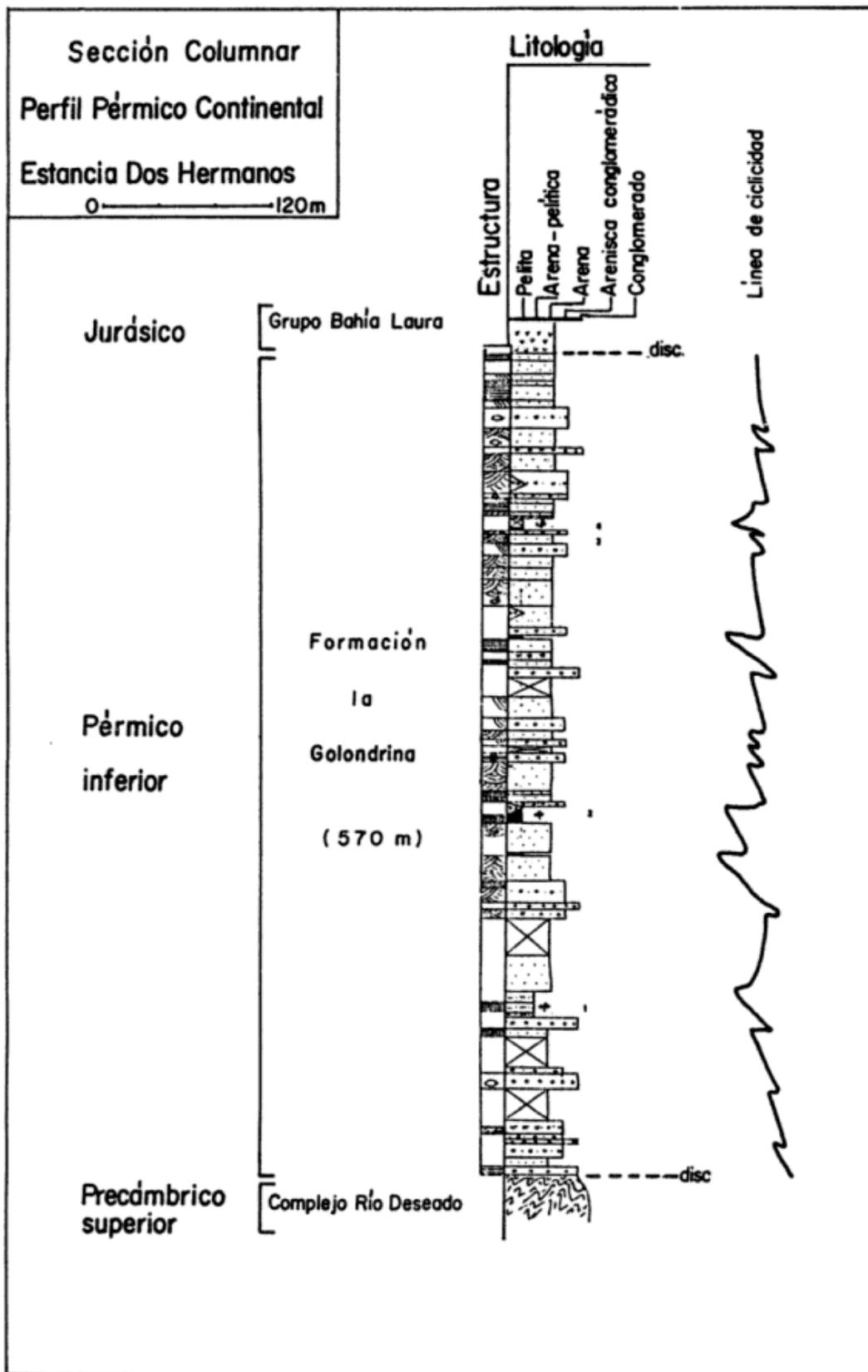


Figura 4: Columna estratigráfica de la Formación La Golondrina aflorante en la margen izquierda del río Deseado. 1-2-3-4: niveles florísticos.

El cuarzo se presenta en cristales anhedral, a modo de relleno intersticial en la trama feldespática. Su diámetro medio es de 1,3 mm. Es límpido y las inclusiones son escasas.

El feldespato potásico (ortosa) se presenta en cristales subhedrales y anhedral, exhibiendo la mayoría de los individuos hábito prismático. La macla presente es la de Carlsbad, pero también hay muchos cristales que no ostentan macla. Su diámetro medio es también de 1,3 mm; en casi todos los casos, los cristales de ortosa están parcial o totalmente alterados en un agregado arcilloso de color castaño, lo cual otorga un aspecto de turbidez característico. Presenta escasas inclusiones de apatita.

La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales, cuyo diámetro medio supera el del resto de los minerales, oscilando entre 1,5 y 2,4 mm aunque también hay tablillas de 0,5 mm. Exhiben maclado polisintético según la ley de albita y periclino. Están afectados por alteración de tipo similar a la de los feldespatos y hay casos en que es más intensa en el núcleo del cristal y menos acentuada en la periferia. Suele haber intercrecimiento de cuarzo de tipo gráfico.

La moscovita es escasa y se presenta en escamas cortas de 0,5 mm siendo la biotita no muy abundante, presentándose completamente cloritizada.

Los niveles piroclásticos corresponden a una *tufita brechosa*, la que está compuesta por clastos angulosos a subredondeados, de variado color y tamaño (2 mm a 3 cm). Al microscopio se observa una matriz tobácea parcialmente alterada con trizas de 0,1 a 0,3 mm débilmente deformadas. Posee cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. En general son anhedral, de bordes netos, con diámetros entre 0,4 y 1,8 mm. El cuarzo es límpido, desprovisto de inclusiones. Las plagioclasas exhiben maclas polisintéticas según ley de albita y combinada con macla de periclino. La variedad de feldespato alcalino presente es el microclino, muy escaso, el cual junto al cuarzo policristalino representa cristaloclastos de

naturaleza epiclástica para diferenciarlos de los cristaloclastos cognados o juveniles, de origen magmático.

Los litoclastos son muy abundantes, representando el 75 % de la roca total, son de naturaleza variada: cuarcíticos, traquian-desíticos, felsíticos, riolíticos y tobáceos.

Se caracterizó también el dique ácido que intruye a la secuencia en los tramos inferiores del perfil clasificándose al mismo como una *leucorolita*, que mesoscópicamente se presenta como una roca, de color castaño claro y textura porfírica con fenocristales de cuarzo de 1-2 mm y feldespato potásico (?), totalmente alterados en un agregado pulverulento de color blanco. Pasta afanítica. Al microscopio se observa una textura porfírica en pasta microfelsítica con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico (?), de los cuales se conservan solamente los huecos, debido al intenso grado de alteración.

El cuarzo se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, cuyo diámetro oscila entre 0,7 y 2,5 mm. Exhibe sendas inclusiones vítreas y negativas; acompañando este rasgo profundos engolfamientos. Suele agruparse en conjuntos de 2 y 3 cristales.

El único accesorio presente es moscovita.

AMBIENTE DE SEDIMENTACION

La secuencia aquí analizada y cuya sección columnar se presenta en la figura 4, corresponde a un megaciclo con ciclos de gradación normal característicos de un ambiente continental en facies fluviales (Rust, 1979), en el que se pueden distinguir diferentes subfacies dentro de la evolución del ciclo: A - *subfacies aluviales gruesas* y B - *subfacies de sistemas fluviales arenosos*.

Subfacies A: Los conglomerados polimécticos y areniscas conglomerádicas representan subfacies de alta energía y moderado relieve, con niveles originados por abanicos aluviales y flujo de detritos.

Los clastos que conforman estos niveles conglomerádicos son de composición variable, predominando los clastos (con tamaño

de hasta un puño) de volcanitas ácidas del tipo ignimbrita-riolítica, de granitos de grano mediano y rocas metamórficas.

La fuente de procedencia de estos clastos corresponde a amplias áreas positivas dentro del cratón, evidenciando los mismos la existencia de un ciclo magmático previo, del cual existen pocas evidencias, siendo posible que el cuerpo magmático que afecta las rocas del Complejo Río Deseado y de composición leucoriodacita, en el cañadón La Picaza, sea el remanente de un episodio magmático de actividad mesopaleozoica, hoy totalmente arrasado (Palma, 1987).

Los clastos graníticos podrían proceder del evento magmático de la estancia Tres Hermanas, como lo postularon Chebli *et al.* (1975).

Subfacies B: Las areniscas cuarzo feldespáticas y los niveles pelíticos corresponden a facies de cauces anastomosados que depositan mantos tabulares de areniscas con laminación interna entrecruzada y laminación planar, que indica un alto régimen de flujo, el que pasa a facies de cauces meandrosos de baja sinuosidad, con participación de pelitas de llanura de inundación. Estas areniscas denotan presencia de bloques de basamento localmente fallados y ascendidos, con rápida erosión de los mismos, originando típicas arenas cuarzo-feldespáticas.

La presencia en la secuencia de areniscas arcósicas con buena selección y escaso redondeamiento y de niveles conglomerádicos bien seleccionados y con clastos que tienen un buen redondeamiento, conjuntamente con la ausencia de niveles fanglomerádicos, hacen suponer un moderado relieve entre el área de aporte y el fondo de la cuenca y escaso transporte a través de superficies continentales con gradiente bajo.

Algunos autores (Chebli *et al.*, 1975, Goedeas, 1985) sugieren la hipótesis de que los conglomerados representan niveles reciclados de secuencias antiguas, basados en la diferencia textural con las areniscas, pero al no existir en todo el ámbito del Macizo evidencias de sedimentitas más antiguas, el

cambio textural podría ser bien explicado por variaciones en los sistemas de dispersión, predominando sistemas de corto alcance para la subfacies B y otro de mayor desarrollo para subfacies A, con aportes laterales reducidos en el relleno de la cuenca para el momento de depositación de los niveles gruesos.

ESTRUCTURA

Esta secuencia se asienta en relación de discordancia angular de alto grado, sobre las rocas basamentales del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976).

La misma, se presenta conformando una estructura homoclinal de rumbo N 330° y buzamiento de hasta 25° al noreste.

La relación de angularidad entre el basamento precámbrico y las sedimentitas suprayacentes, se supone originada por la fase Chánica, de carácter compresivo.

La estructura de esta secuencia neopaleozoica, es solidaria con la del sustrato proterozoico, con el que configura un bloque único, de actividad gondwánica. Se considera a los eventos póstumos de deformación de la fase Riotuética, en el límite Triásico-Jurásico, como los responsables de esta primera estructuración en bloques de la comarca. Esta fase de deformación está representada por una etapa de fracturación y ascenso de bloques del basamento, conjuntamente con su cubierta de sedimentitas neopaleozóicas. Las fallas asociadas a esta fase son la característica dominante, tratándose de fracturas de tipo inverso, que producen la elevación del bloque basamental.

Esta primera estructuración en bloques obedece a un estilo de deformación tipo *thick-skinned* (piel gruesa), donde el basamento ha estado en/o cerca de la superficie durante la deformación, interviniendo en la misma; siendo el rasgo más notable de este estilo, el fallamiento de cuerpos rocosos mecánicamente rígidos.

Es de destacar, que el rumbo de las estructuras en las sedimentitas aflorantes en esta región, tanto como el arrumbamiento de las estructuras en el basamento (véase

Pezzuchi, 1978), es coincidente con los sistemas de fracturación "El Tranquilo" y "Bajo Grande" determinados por Panza (1982, 1984) para áreas vecinas, quién considera a éstas como direcciones regmáticas de fracturación.

De lo anterior, surge una persistencia de estas direcciones estructurales en el tiempo, las que mantienen su vigencia desde el Precámbrico hasta y durante el Mesozoico, y de las que no se poseen elementos de juicio para analizar su comportamiento relativo durante ese lapso de tiempo.

Estas direcciones principales, han actuado también como zonas de alivio tensional durante determinadas épocas, controlando la intrusión de la inyección cuarzosa que afecta al basamento (Palma y Brissón, en preparación), como así también el emplazamiento de los diques y filones capa asignados aquí al Jurásico, con un rumbo predominante nor-noroeste.

Asimismo, corresponde al campo de la deformación tensional, la generación de áreas deprimidas, que tienen una orientación nor-noroeste, y en las que se desarrollan los depocentros de las sedimentitas pérmicas, durante las postrimerías del ciclo Gondwánico. Este evento se correspondería con otros de igual naturaleza ocurridos en la región patagónica para la misma época (Ramos, 1983).

PALEOGEOGRAFIA Y CARACTERISTICAS PALEOTECTONICAS

Desde el punto de vista paleogeográfico, se reconoce clásicamente que se trata de una cuenca alargada submeridionalmente (De Giusto *et al.*, 1980). Al no existir diferencias en sus características internas con los afloramientos equivalentes del área de La Golondrina, La Juanita-La Leona, se supone que esta cuenca no tendría altos intracuencales de importancia, por lo que se trata de una suave cubeta elongada, lo que es indicativo de una trampa sedimentaria de origen estructural, originada por fallamien-

to normal y de características tafrogénicas (Rolleri, 1973).

La progresiva subsidencia en la región del cratón interior, para la conformación de este tipo de cuencas, es originada por fenómenos de abovedamiento epirogénico (Dickinson, 1974), inducido por fenómenos térmicos en el manto superior, originando en los niveles supracorticales fallamiento tensional, lo que posibilita discontinuidades estructurales positivas y negativas que sirven como área de aporte y receptáculo para los sedimentos.

Las características paleotectónicas de esta cuenca, reflejada en el tipo de sedimentos portante, permiten inferir que durante el relleno de la misma no se produjeron reactivaciones del relieve, considerándose la profundidad de la misma de poca magnitud. Si se asigna el evento efusivo presente en los últimos tramos de la secuencia a períodos posteriores, se puede sintetizar que esta cuenca de características tipo rift (Dickinson y Yarborough, 1978), en cuanto a su emplazamiento, no tendría un registro sedimentario característico en la evolución clásica de una cuenca rift, como tampoco se estaría en presencia de efectiva separación de bloques continentales en una región de divergencia. Se concluye que de acuerdo al tipo de sustrato siálico que subyace a la secuencia, la misma es del tipo supracontinental asociada a la evolución de un rift incipiente.

CORRELACIONES

La presencia de sedimentitas continentales clásticas, con un registro que abarca el lapso Pérmico a Triásico, son conocidas desde hace muchos años en el sector oriental del Macizo del Deseado, caracterizando el ciclo gondwánico en esta provincia geológica (véase figura 5).

Las secuencias pérmicas son identificadas como Formación La Golondrina (Archangelsky, 1967) y Formación La Juanita (Arrondo, 1972), conociéndose los terrenos triásicos con el nombre de Serie de El Tranquilo (Di Persia, 1955), y posteriormente formalizados.

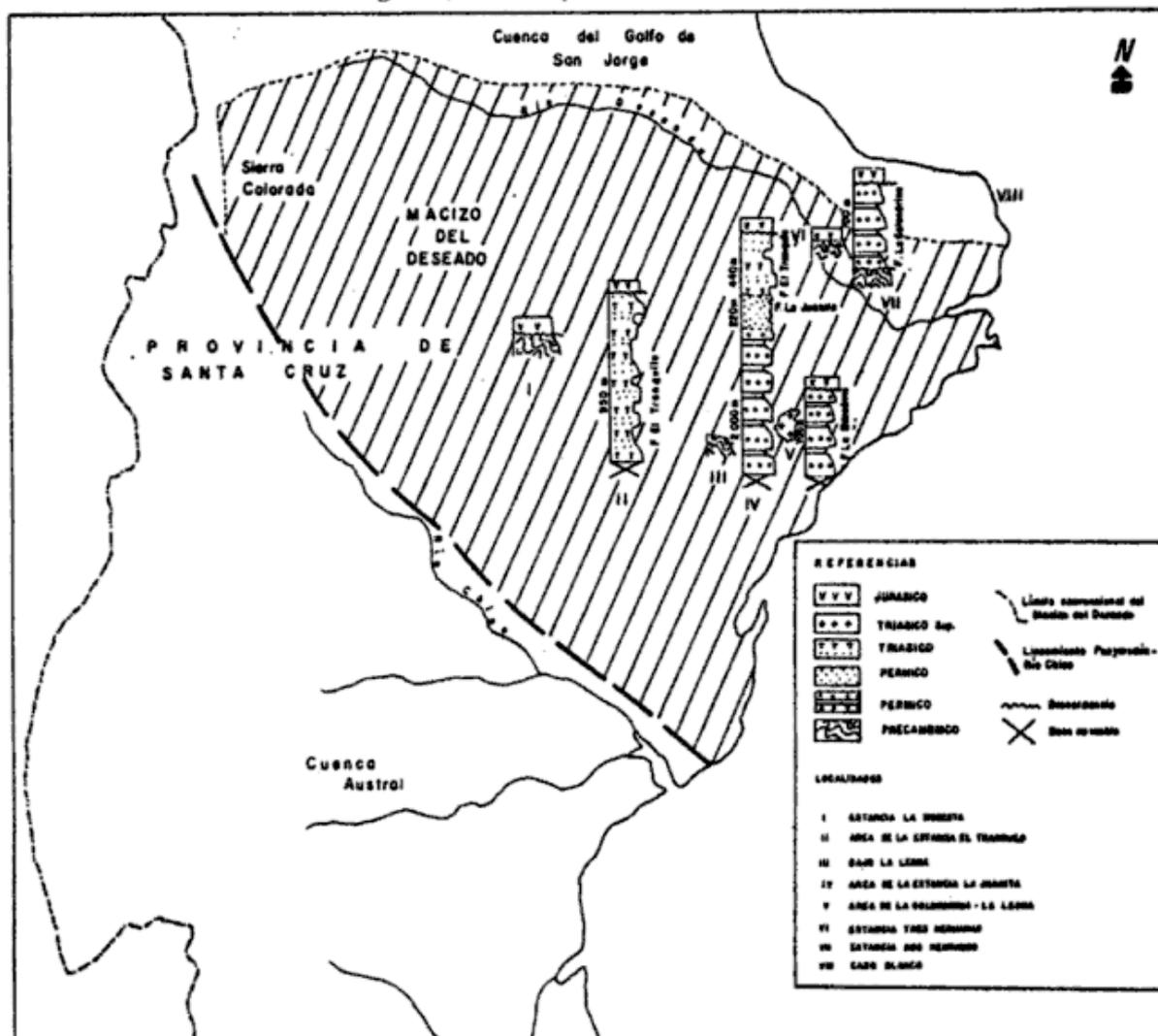


Figura 5: Mapa de la distribución generalizada de los depósitos clásticos continentales Permo-Triásicos en el Macizo del Deseado.

Existía una tendencia a correlacionar estos terrenos con las secuencias meso a neopaleozoicas de las Islas Malvinas y con los depósitos neopaleozoicos de la Precordillera del Chubut (Borrello, 1972; Frakes y Crowel, 1967; Lesta y Ferello, 1972), correspondiéndole a Suero (1962) acuñar el término de Geosinclinal Central Patagónica en el tratamiento de estas secuencias.

Ugarte (1966), sistematiza esta relación bajo el concepto de Cuenca Compuesta Carbonífera-Jurásica.

Posteriormente Rolleri (1973) ensaya una interpretación reconociendo a las sedimentitas del Macizo, como pertenecientes a una secuencia tectono-geosinclinal abierta hacia el este, separando a las mismas de los terrenos aflorantes en la región de Tepuel por un

elemento positivo correspondiente al Cratógeno Central Argentino (Braccacini, 1960).

Ramos (1983) refiere a las sedimentitas descubiertas por Suero (*op. cit.*) en la región de Tepuel como depositadas en una Cuenca Marginal Neopaleozoica, desarrollada sobre corteza sílica atenuada, lo que la diferenciaría desde el punto de vista de su sustrato a las cuencas desarrolladas en el macizo para la misma época.

Aceptando este último concepto se puede concluir que, en las postrimerías del ciclo gondwánico de deformación, ante un régimen tensional generalizado en la región del antepaís y del cratón interior, se formarían cuencas supracontinentales en la región del Macizo, y cuencas marginales en el



Figura 6: Esquema tectónico del ciclo gondwánico, modificado de Forsythe (1982), Dalziel (1983) y Ramos (1983).

sector precordillerano del Chubut, al este de un arco magmático activo (figura 6).

Recientemente, Uliana *et al.* (1985) retoman el concepto de Suero, reconociendo a esta cuenca como de retroarco.

CONTENIDO FOSILIFERO Y EDAD

La lista del material coleccionado en la unidad es el siguiente:

Nivel 1

- Clossopteris cf. *damúdica*
- cf. *Gangamopteris* sp.
- Gangamopteris* sp.
- Aterotheca* sp.

Nivel 2

Tallos indeterminados

Nivel 3

- Glossopteris* cf. *damúdica*
- Glossopteris* sp.
- Pecopteris* sp.

Nivel 4

- cf. *Glossopteris* sp.
- Pecopteris* sp.
- Tallos indeterminados

Anteriormente Pezzuchi (1978) de acuerdo al material florístico recogido en esta secuencia, comunica los siguientes elementos:

- Sphenophyllum speciosum*
- Pecopteris* sp.
- Sphenopteris* sp.
- Vertebraria* sp.
- Glossopteris browniana*
- G. stricta*.
- G. damúdica*.
- G. ampla*.
- G. angustifolia*.

La tafoflora encontrada no es muy abundante, tratándose según Archangelsky y de la Sota (1960), de una flora con típicos representantes gondwánicos y con elementos de la flora nórdica.

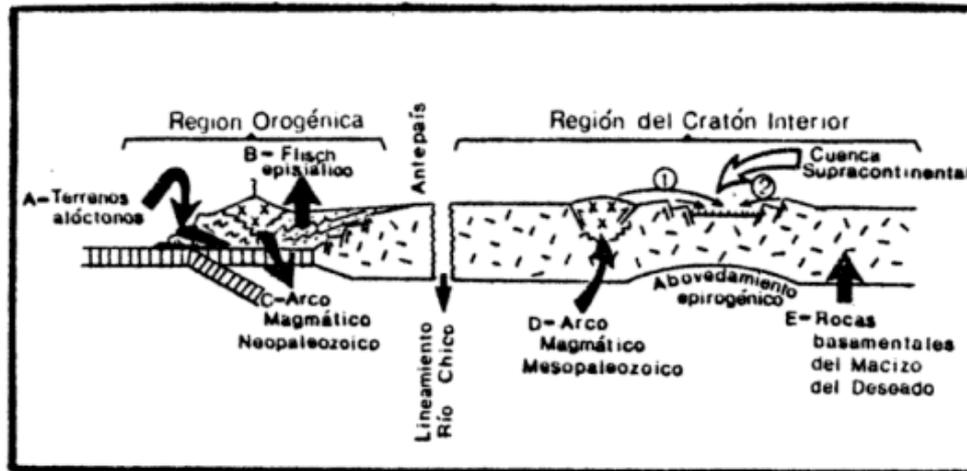


Figura 7: Perfil tectónico esquemático del ciclo gondwánico en el Macizo del Deseado. A = Bloques exóticos acrecionados de la isla Madre de Dios (Chile); B = Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha (Cordillera Patagónica Austral); C = Tonalita Sobral (Ramos, 1983); D = Leucogranito de la estancia Tres Hermanas (Chebli y Ferello, 1974), Dacita La Picaza (Palma, 1987), Leucogranitos de Laguna Larga (Panza y Márquez, 1986); E = Formación La Modesta (De Giusto et al., 1980), Complejo Río Deseado (Viera y Pezuchi, 1976). 1 = Sistemas de dispersión para la Subfacies A; 2 = Sistemas de dispersión para la Subfacies B.

Por su contenido fosilífero, se le otorga a esta secuencia una edad que abarca el lapso Artinskiano-Kunguriano para el Pérmico inferior (Archangelsky, 1958; Archangelsky y de la Sota, 1960; Arrondo, 1972).

SINTESIS SOBRE LA EVOLUCION TECTOSEDIMENTARIA

La integración de los terrenos clásticos representados en el sector centro-oriental del Macizo del Deseado por las secuencias continentales pérmicas (Formaciones La Golondrina y La Juanita), y triásicas (Formación El Tranquilo), permite reconstruir la evolución tectosedimentaria para el ciclo gondwánico a estas latitudes. Estas sedimentitas continentales, constituyen la fase dominante de este ciclo.

A continuación, se describirán brevemente los diferentes episodios reconocidos en la evolución tectónica de la comarca.

El sustrato siálico

Constituye las rocas del denominado "sustrato pre-antracolíptico" de Lesta y Ferello (1972), que se comportan como basamento de la región, y que conforman las exposiciones de las estancias La Modesta y La

Bajada (Di Persia, 1962), estancia Tres Hermanas (Chebli y Ferello, 1974), estancia Dos Hermanos (Viera y Pezuchi, 1976), Laguna Larga (Panza y Márquez, 1986) y estancia La Juanita (Gennini, com. epist.).

Comprenden pizarras, filitas, esquistos, metacuarcitas, mármoles, gneisses, anfibolitas y plutonitas de composición tonalítica, productos de un metamorfismo regional, bajo a intermedio, correspondiente a facies de esquistos verdes alta a facies de anfibolita con epidoto, impuesto sobre una secuencia constituida por areniscas y pelitas principalmente.

Estas rocas representan el sustrato de las cuencas continentales gondwánicas, desarrolladas en la región interior del cratón.

El magmatismo mesopaleozoico

Está representado por un difuso evento magmático, registrado en la estancia Tres Hermanas, donde una determinación Rb/Sr sobre un pequeño cuerpo de composición leucogranítica, arrojó una edad de 406 Ma (Chebli y Ferello, 1974).

Se cita para la zona de estudio, la presencia en el cañadón La Picaza, en las proximidades de la estancia Dos Hermanos, de un cuerpo de leucoriodacita, afectando al ba-

samento aflorante en ese lugar y conformando un bloque de actividad estructural solidaria, conjuntamente con las sedimentitas continentales pérmicas (Palma, 1987). No se tienen dataciones de este cuerpo, asignándosele una edad pre-pérmica, ya que el mismo no afecta a las sedimentitas de la Formación La Golondrina. Este cuerpo es considerado en este trabajo, correlacionable con el evento magmático post-tectónico citado por Panza y Márquez (1986) para la zona de Laguna Larga, el que es a su vez asignado al Silúrico por analogía geológica con el leucogranito de la estancia Tres Hermanas.

El magmatismo neopaleozoico

Está pobremente representado. Para la región orogénica patagónica, está evidenciado por la Tonalita Sobral (Ramos y Palma, 1981; Ramos, 1982), con una edad carbónica superior-pérmica inferior, y por los granitoides carbónicos que subyacen la cuenca austral.

Todas estas rocas constituyen relictos actuales del arco magmático gondwánico (Halpern *et al.*, 1972; Bekinsale *et al.*, 1977; De Wit, 1977; Page, 1980 y Forsythe, 1982).

La cuenca supracontinental neopaleozoica

Esta cuenca desarrollada sobre corteza siálica, corresponde a una cuenca supracontinental, de acuerdo a la clasificación de Dickinson (1974).

No existen para esta región, evidencias directas del atenuamiento cortical que origina la conformación de este tipo de cuencas, aunque un régimen tensional generalizado para la región del antepaís y del cratón interior, ya fue propuesto por Ramos (1983) para las postrimerías del ciclo gondwánico.

La evolución sedimentaria de esta cuenca, registra los siguientes episodios:

Habilitación de la cuenca

Durante el Carbónico superior, el régimen distensivo implantado en la región interior del cratón durante el neopaleozoico,

origina una lenta subsidencia en el sector centro oriental del Macizo. Este fenómeno origina la conformación de un relieve positivo constituido por áreas elevadas dentro del cratón, y por bloques del sustrato fallados y ascendidos, que limitan amplias áreas negativas dentro del mismo que sirven de receptáculo a la sedimentación.

El relleno de la cuenca

Se consideran dos fuentes de aporte para el relleno de la cuenca. Una de ellas corresponde a amplias zonas positivas presentes en el interior del cratón a partir de las cuales evolucionan los conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas. La otra corresponde a bloques del basamento localmente fallados y ascendidos que originan típicas arenas cuarzo-feldespáticas.

Este aporte terrígeno se considera procedente exclusivamente del sustrato cratónico siálico, siendo el agente de dispersión, extensos sistemas fluviales.

La finalización del ciclo sedimentario

Se considera a la fase Rioatuélica, como la responsable de la culminación de los procesos de sedimentación para el ciclo gondwánico en el Macizo del Deseado.

Esta fase diastrófica puede ser correlacionable con un gran evento tectónico a escala global, como lo es el representado por la colisión y amalgamación del Continente Austral (Ramos, 1986; Winter, 1987) constituido por los bloques de Patagonia-Malvinas-Agulhas, con el continente de Gondwana, con la consumición de la corteza oceánica que separaba ambos bloques siálicos, de acuerdo a lo postulado por Ramos (*op. cit.*), originándose a raíz de esta acreción la Pangea n + 1, lo que modifica sustancialmente la historia geológica del Macizo del Deseado para la era mesozoica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ARCHANGELSY, S., 1958. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de la Leona (Santa

- Cruz). *Acta Geol. Lilloan.*, (II): 5-136, San Miguel de Tucumán.
- _____, 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Mus. La Plata, Publ.*, (n.s.), Paleont., V: 63-171, La Plata.
- _____ y E. DE LA SOTA, 1960. Contribución al conocimiento de las filices pérmicas de la Patagonia Extraandina. *Acta Geol. Lilloan.*, III: 85-126, San Miguel de Tucumán.
- ARRONDO, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Mus. La Plata, Rev.* (n.s.), Paleont., VII (43): 1-194, La Plata.
- BEKINSALE, R., T. TARNEY, D. DOMBYSHIRE y M. HUMM, 1977. Rb-Sr and K-Ar determinations on samples of the Falkland Plateau basement at site 330 DSDP. *Init. Rep. DSDP, Nat. Sci. Found.*, 36: 923-928, New York.
- BORRELO, A. V., 1972. Islas Malvinas. En: A. F. Leanza (Dir. y Ed.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 755-770, Córdoba.
- BRACACCINI, I., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina, *Petrotecnia. Inst. Arg. de Petróleo, Rev.*, X (6): 57-69, Buenos Aires.
- CHEBLI, G. y R. FERELLO, 1974. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia extraandina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIX (4): 479-481, Buenos Aires.
- _____, J. GEBHARD y M. MENZEL, 1975. Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (departamento Deseado, provincia de Santa Cruz). VIº Congr. Geol. Arg., *Actas*, I: 357-373, Buenos Aires.
- DALZIEL, I. W. D., 1982. West Antarctica. Problem child of Gondwanaland. *Tectonics*, 1: 3-19, Washington D.C.
- DE GIUSTO, J., C. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II: 1389-1430, Córdoba.
- DE WIT, M. J., 1977. The evolution of the Scotia Arc. Arc au a Key to the Reconstruction of Southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37: 58-81, Amsterdam.
- DICKINSON, W. R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. En: Dickinson, W. R. (Ed.). *Tectonics and sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., *Spec. Pub.*, 22: 1-27, Tulsa.
- DICKINSON, W. y H. YARBOROUGH, 1978. Plate tectonics and hydrocarbon accumulation. AAPG, series 1, Tulsa.
- DI PERSIA, C., 1955. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado, 2º Campaña. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). Iº Jorn. Geol. Arg., *An.*, 65-68, Buenos Aires.
- FORSYTHE, R., 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern America: a plate tectonic interpretation. *J. Geol. Soc. London*, 139: 671-682.
- GODEAS, M., 1985. Geología en el Bajo de la Leona y su mineralización asociada, provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XL (3-4): 262-277, Buenos Aires.
- HALPERN, M., M. URGUART y E. LINARES, 1972. Radiometric ages of crystallizing rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces. *Int. Upper mantle Project: Confed. Solid Earth Problem.*, 2: 345-356, Buenos Aires.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. *Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc.*, Córdoba.
- PAGE, R. N., 1980. The petrotectonic assemblage of a Variscan plate-junction in Patagonia. Vº Gondwana Symp. (in press), Wellington.
- PALMA, M. A., 1986. Descripción geológica de la Hoja 53g,h, Río Deseado. *Serv. Geol. Nac., Sector Docum.*, (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1987. Geología y evolución tectónica de la región adyacente al curso inferior del río Deseado. *Univ. Nac. La Plata, Tesis Doct.*, La Plata.
- PANZA, J., 1984. Descripción geológica de las hojas 54f, Bajo de La Leona y 54g, Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- _____, y M. MARQUEZ, 1986. Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de la Leona (departamento Deseado, provincia de Santa Cruz). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XLI (1-2): 206-209, Buenos Aires.
- PEZZUCHI, H. D., 1978. Estudio geológico de la zona de estancia Dos Hermanos, estancia 25 de Marzo y adyacencias, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. *Univ. Nac. La Plata, Tesis Doct.*, (inéd.), La Plata.
- RAMOS, V., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53a, Monte San Lorenzo y 53b, Monte Belgrano, provincia de Santa Cruz. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- _____, 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. IIº Congr. Nac. Geol. Ecón., San Juan.
- _____, 1986. Patagonia: nuevos indicios de su aloctonía. *Simp. Int. sobre el Sist. Carbonífero*, (en prensa), Córdoba.
- _____, y M. A. PALMA, 1981. El Batolito granítico del Monte San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. VIIIº Congr. Geol. Arg., *Actas*, III: 257-280, Buenos Aires.

Asociación Geológica Argentina

- ROLLERI, E., 1973. Acerca de la Dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 203-220, Buenos Aires.
- RUST, B. R., 1979. Facies Model 2. Coarse alluvial deposits. En: R. G. Walker (Ed.). Facies Model Geosci., Can. Reprint Series, 1 (1): 9-21, Canadá.
- SUERO, T., 1962. Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia. Asoc. Geol. Arg., Rev., XVI (1-2): 35, Buenos Aires.
- _____ y P. CRIADO, 1955. Descubrimiento del Paleozoico superior al oeste de Bahía Laura (Territorio Nacional de Santa Cruz) y su importancia paleogeográfica. Mus. La Plata, Notas, Geol., XVIII (68): 157-168, La Plata.
- UGARTE, F., 1966. La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia Meridional. An. Univ. Patag. "San Juan Bosco", Geol. I (1): 37-68, Comodoro Rivadavia.
- ULIANA, M., K. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. Asoc. Geol. Arg., Rev., XL (2-3), Buenos Aires.
- VIERA, R. y H. PEZZUCHI, 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI (4): 281-283, Buenos Aires.
- WINTER, H., DE LA R., 1987. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African phanerozoic basins. Trans. Geol. Soc. of S. Africa, 87 (2): 169-179, Sud Africa.

Recibido: 15 de enero, 1988

Aceptado: 1 de diciembre, 1988

MIGUEL A. PALMA

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Cátedra de Geología Argentina
Paseo del Bosque s/n
1900 La Plata

MARIA C. UBALDON

Secretaría de Minería
Centro de Exploración Patagonia Norte
Av. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires

LA GRANODIORITA MATIENZO: INTRUSIVO MIOCENO DE LA ALTA CORDILLERA DE MENDOZA

Víctor A. Ramos y Carlos Cingolani

INTRODUCCION

El objetivo de la presente comunicación es dar a conocer la existencia de un stock granodiorítico, sus características petrográficas y su edad, en un sector de la Alta Cordillera de Mendoza, del cual se desconocía previamente la presencia de intrusivos plutónicos.

Los estudios previos de Schiller (1912), González Bonorino (1950), Groeber (1951) e Yrigoyen (1979) quienes establecieron las características geológicas de esta comarca, no habían reconocido la presencia de estas rocas graníticas debido en gran parte al difícil acceso al sector de los afloramientos. A éstos se ha podido llegar gracias a las fuertes nevadas del invierno de 1982, responsables de la permanencia de un estrecho puente de hielo que permitió el cruce en el cajón del Matienzo.

Ubicación

La región estudiada se ubica en la parte media occidental de la quebrada Benjamín Matienzo, la que da origen al río Las Cuevas, uno de los afluentes principales del río Mendoza. Los afloramientos se encuentran en la vertiente oriental del cordón del Límite, entre los portezuelos Potrero Escondido y Lomas Coloradas. Se hallan frente al refugio Matienzo (figura 1), a unos 10 km al noroeste de la localidad de Las Cuevas. Desde el punto de vista geológico la comarca pertenece a la vertiente argentina de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979).

RESEÑA GEOLOGICA

La secuencia se compone localmente de sedimentitas marinas correspondientes al Grupo Mendoza, depósitos continentales de la Formación Diamante y de volcanitas interestratificadas con el Grupo Mendoza, asignadas a la Formación Abanico. El stock granítico intruye a estas dos últimas unidades.

Grupo Mendoza

En la margen occidental de la quebrada de Matienzo, afloran saltuariamente niveles calcáreos constituidos por una caliza micrítica negra con abundante contenido orgánico que alcanza varias decenas de metros de espesor y que buza hacia el oeste. Estas calizas se apoyan sobre andesitas y brechas andesíticas en forma pseudoconcordante. Un kilómetro frente al refugio Matienzo se encontraron niveles fosilíferos constituidos por coquinas con abundantes gastrópodos. Hacia el sur de esta localidad los niveles calcáreos alternan con pelitas y bancos de yeso.

Formación Abanico

Las volcanitas aflorantes en el área se han correlacionado con esta unidad, ya que la comarca mapeada se halla ubicada en continuidad con la localidad tipo de ésta, definida por Aguirre Le Bert (1960). La secuencia calcárea se interpone con contactos transicionales a estas volcanitas.

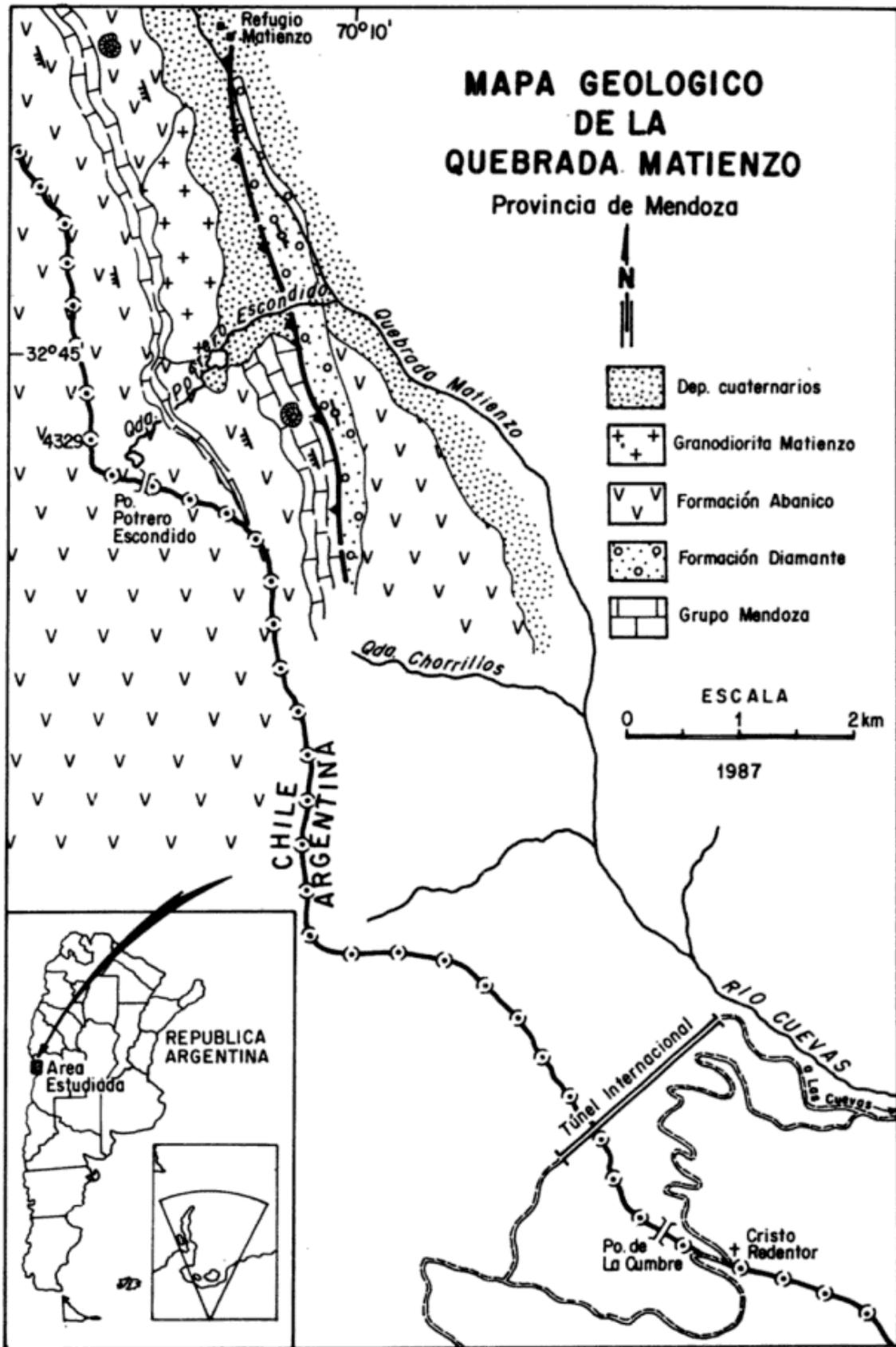


Figura 1: Mapa geológico con la ubicación de la Granodiorita Matienzo, en la quebrada homónima de la Alta Cordillera de Mendoza (basado en Ramos, 1986).

Las volcanitas están compuestas por una secuencia de aglomerados andesíticos y tobas de colores rojo grisáceo y gris pardusco. En ciertos sectores se observan lavas andesíticas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de tamaño seriado de 0,5 a 3,5 mm de diámetro, asociados a cristales de hornblenda muy alterados. Los fenocristales de plagioclasa son de andesina cálcica y se hallan en una pasta pilotáxica fluidal fina, con minerales félicos reabsorbidos y con abundante carbonato y sílice secundaria intersticial. Como mineral accesorio se observa apatita (Carullo, 1986).

Toda la secuencia se halla atravesada por abundantes diques andesíticos. El espesor de estas rocas volcánicas y sus intercalaciones marinas excede los 1000 metros.

Formación Diamante

En contacto tectónico con las anteriores se observa una serie de areniscas de grano fino, pelitas rojas y conglomerados caóticos y mal seleccionados correspondientes a depósitos continentales correlacionados con esa unidad. Estos depósitos fueron estudiados en detalle por Eisner (1987) en la vertiente oriental de la quebrada de Matienzo.

Granodiorita Matienzo

Esta constituye un stock elongado de 2.200 m de largo por unos 500 m de ancho constituido por una roca granosa alotrio-

morfa e inequigranular. El grano es mediano alcanzando hasta 5 mm de diámetro. El componente principal es plagioclasa con anfíbol intercrecido con piroxeno, biotita, ortosa, cuarzo y un mineral opaco. La plagioclasa es una oligoclasa cálcica con zonación múltiple directa. En sectores presenta reemplazos albiticos y una alteración leve a moderada a agregados de caolinita y sericita con escasa limonita. La ortosa está inalterada así como el cuarzo de aspecto límpido y está acompañada con biotita de color castaño intenso. Hay pequeños gránulos de minerales opacos, apatita y circón. Esta roca ha sido clasificada como una granodiorita porfiroide por Carullo (1986).

Los contactos son visibles pero inaccesibles. Se los ha interpretado como intrusivos.

DATOS GEOCRONOLOGICOS

Se han obtenido dos dataciones en el sector de Potrero Escondido (figura 1), efectuadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, San Pablo, Brasil. La primera muestra corresponde a una andesita de la roca de caja del intrusivo granítico, mientras que la segunda procede de facies de grano grueso de la Granodiorita Matienzo (cuadro I).

Es evidente que la roca de caja presenta sólo una edad mínima rejuvenecida por la granodiorita que la intruye. Los valores analíticos indican que la edad de $21,6 \pm 1,0$ Ma de la Granodiorita Matienzo es buena, aunque no se puede descartar que corres-

Cuadro I: Edades radimétricas de la quebrada de Matienzo^(*)

Unidad	Nº Lab.	% K	Ar ⁴⁰ rad ¹	% Ar atm.	Edad (Ma)
1) Formación Abanico	5912	1,6969	1,39	77,18	20,9 ± 3,0
2) Granodiorita Matienzo	5907	5,2339	4,42	11,82	21,6 ± 1,0

^(*)Edades obtenidas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias, Universidad de San Pablo, Brasil.

1) Edad K/Ar en roca total, con una andesita procedente del hito Portezuelo del Potrero Escondido.

2) Edad K/Ar en biotita, de una granodiorita aflorante en la margen norte de la quebrada Potrero Escondido.

ponda también a una edad mínima de emplazamiento.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

A estas latitudes Aguirre *et al.* (1974) habían propuesto una marcada migración de los granitoides que presentaban edades menores hacia el este, desde los 136 a los 18 Ma.

Posteriormente, en su análisis de las franjas plutónicas andinas en la región del Aconcagua, Munizaga y Vicente (1982) aportan una más precisa zonación de los granitoides. En la Cordillera de la Costa se desarrollaría una faja de edad jurásica superior, hacia el este otra de edad cretácica superior basal, luego otra de edad paleocena para culminar en la región de la Alta Cordillera con granodioritas y dioritas del Mioceno inferior a medio, al este de la falla de Pocuro. Más hacia el este en la zona limítrofe y en territorio argentino se encontrarían intrusivos dacíticos de edad miocena superior. La Granodiorita Matienzo, si bien temporal y composicionalmente se ubica en la franja de las granodioritas del Mioceno inferior a medio, se halla arealmente dentro de la faja de cuerpos subvolcánicos dacíticos del Mioceno superior. Esto demostraría una superposición entre las dos fajas y la falta de una estricta polaridad en la distribución de estas magmatitas.

CONCLUSIONES

Los datos presentados permiten extraer interesantes conclusiones. Por un lado, la Formación Abanico tendría una edad cretácica inferior como fuera anticipado por Ramos (1985) sobre la base de la interdigitación con los depósitos continentales de la Formación Diamante. A conclusiones similares habrían arribado Rivano *et al.* (1986), para la Formación Las Chilcas, a la que correlacionan con la presente Formación Abanico, dada la edad cretácica de las intrusiones que la afectan.

A su vez es interesante destacar que en la Cordillera Principal del sur de Mendo-

za, a la latitud del volcán San José, Polanski (1964: 57) menciona la existencia de un pequeño cuerpo intrusivo denominado "stock apotectónico del Arroyo Colina". Este está compuesto por dioritas y tonalitas, y fue correctamente atribuido al Mioceno, por lo que puede ser correlacionado con el cuerpo aquí descrito.

Por otro lado, la edad miocena inferior de la Granodiorita Matienzo permite postular la extensión de la faja plutónica miocena inferior a estas latitudes, ya conocidas en territorio chileno, y confirmar la edad miocena de los escasos intrusivos de la Alta Cordillera de Mendoza.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su reconocimiento al doctor K. Kawashita (C.P.G., San Pablo, Brasil) por su colaboración con uno de los autores (C.C.) en el procesamiento de las muestras, el que se hace extensivo al doctor U. Cordani. Este trabajo ha sido financiado mediante un subsidio del GT2 del CAPLI y el UBACYT EX-114.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGUIRRE, L., R. CHARRIER, J. DAVIDSON, C. MPODOZIS, S. RIVANO, R. THIELE, E. TIDY, M. VERGARA y J. C. VICENTE, 1974. Andean Magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the southern Andes. *Pacific Geol.*, 8: 1-38, Tokyo.
- AGUIRRE LE BERT, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Bol. Inst. Invest. Geol.*, 9: 1-70, Santiago.
- CARULLO, M., 1986. Descripciones petrográficas de la Hoja 23a, Cerro Aconcagua. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- EISNER, P., 1987. Estudio geológico de la vertiente occidental del cerro México, Alta Cordillera de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Univ. Buenos Aires, (inéd.).
- GONZALEZ BONORINO, F., 1950. Geologic cross-section of the Cordillera de Los Andes at about parallel 33°S L. (Argentina-Chile). *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61: 17-26, Boulder.
- GROEBER, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°31' S. *Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Rev. Cienc. Geol.*, I (5): 1-352, Buenos Aires.

- MUNIZAGA, F. y J. C. VICENTE, 1982. Acerca de la zonación plutónica y del vulcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat. 32°-33°S): datos radiométricos K/Ar. *Rev. Geol. Chile*, 16: 3-21, Santiago de Chile.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25a, Volcán San José, provincia de Mendoza. *Dir. Nac. Geol. y Min., Bol.*, 98: 1-94.
- RAMOS, V. A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico, Argentina. *IVº Congr. Geol. Chileno, Actas, I (1)*: 492-513, Antofagasta.
- _____, 1986. Descripción geológica de la Hoja 23a, Cerro Aconcagua, provincia de Mendoza. *Serv. Geol. Nac., (inéd.)*, Buenos Aires.
- RIVANO, S., P. SEPULVEDA, R. BORIC, M. HERVE y A. PUIG, 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Rev. Geol. Chile*, 27: 27-32, Santiago.
- SCHILLER, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *An. Minist. Agric., Sec. Geol., Mineral., Minería*, 7 (5): 1-68, Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M. R., 1979. Cordillera Principal. En: *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc.*, 1: 651-694, Córdoba.

Recibido: 5 de noviembre, 1987

Aceptado: 20 de octubre, 1988

VICTOR A. RAMOS

Universidad de Buenos Aires

CARLOS CINGOLANI

Universidad Nacional de la Plata
Centro de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

MODELO GRAVIMETRICO DEL BASAMENTO EN LA ZONA EPICENTRAL DEL TERREMOTO DE MENDOZA DEL 26 DE ENERO DE 1985

Antonio Introcaso y Héctor Fraga

INTRODUCCION

El sismo de Mendoza (Argentina) del 26 de enero de 1985 presenta las siguientes características (según Castano, 1985, véase ubicación en figura 1):

Ubicación del epicentro: Latitud $33^{\circ}12' S$
 Longitud $68^{\circ}82' O$
 Tiempo de origen: 03 h 07 m 0,2 seg
 (GMT)
 Magnitud mb: 6,0
 Momento sísmico M_0 : $4,13 \times 10^{24}$ dinas
 -centímetros
 Profundidad de foco: 12 km

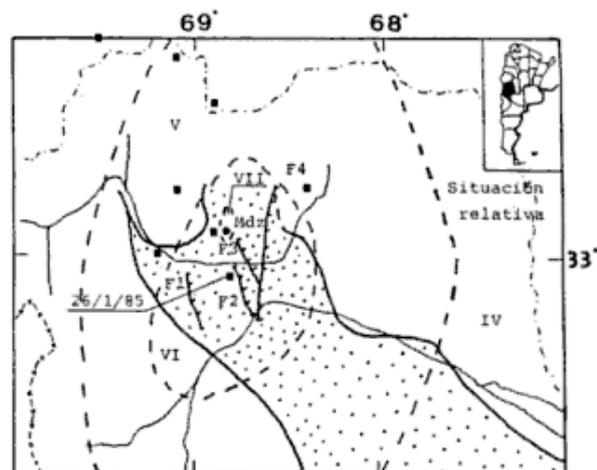
Estudios de Triep y colaboradores (1986) señalan en principio también 12 ± 5 km para la profundidad hipocentral. En un trabajo posterior Triep (1987) admite una profundidad de foco de 14 ± 5 km.

Castano (1985) realizó también un análisis del mecanismo focal usando la polaridad del primer movimiento en base a datos de 57 estaciones, encontrando una falla inversa con rumbo aproximado norte-sur cuyo plano buza aproximadamente 40° hacia el oeste. Triep (1987) encontró también un mecanismo focal inverso, donde el eje P de máxima presión está prácticamente en dirección este-oeste con un plano nodal de rumbo $N20^{\circ}O$, buzante 56° al oeste. El diseño de fallamiento (figura 1) para la zona de ocurrencia del sismo presenta ciertas incógnitas en cuanto a la resolución del mismo en profundidad; en especial en cuanto a

la probable presencia de dos fallas conjugadas (Castano, 1985; Triep, 1987).

Con los datos proporcionados en el cuadro III de Castano (1985) hemos ubicado 8 sismos destructivos que afectaron el capital de Mendoza y alrededores (figura 1). Los sismos parecen alinearse en dirección noroeste-sureste es decir, en dirección de las fallas cercanas al epicentro.

El epicentro se ubica dentro de la denominada Cuenca Cuyana, más precisamente en la subcuenca de Cacheuta. En base a los datos de perforaciones e información sísmi-



REFERENCIAS

- Fallas
- Cuenca Cuyana
- Sismos destructivos
- - - Isosistas
- V Intensidad

0Km 60

Figura 1: Mapa de ubicación, área del Gran Mendoza. Sismos destructivos y distribución de intensidades. Basado en Castano (1985). De acuerdo con Triep (1987) y Zambrano (com. pers.) la falla F4 buza hacia el este.

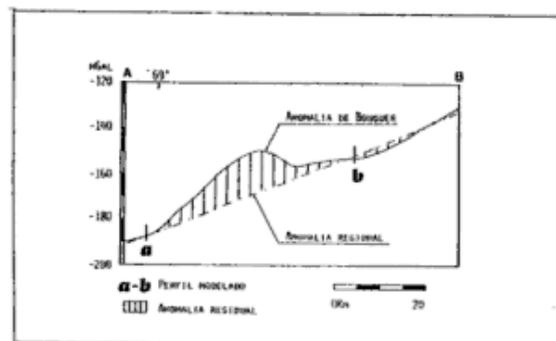
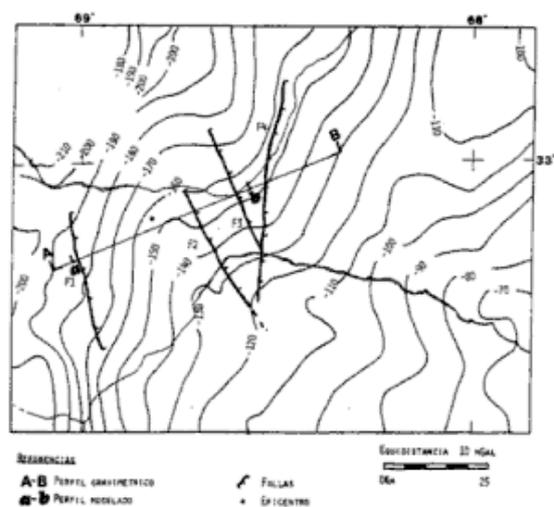


Figura 2: Mapa de Anomalías de Bouguer. Basado en un sector de la Hoja San Rafael (Y.P.F.). El original utilizado presenta una equidistancia de 5 mGal. El sistema de fallamiento ha sido tomado por Castano (1985). De acuerdo con Triep (1987) y Zambrano (com. pers.) la falla F4 buza hacia el este.

ca, las fallas presentes en el área serían de mediano ángulo, convergentes y subverticales en profundidad, asociadas a pliegues "Drape" e infracorrimientos (Alfonso y colaboradores, 1984). Para una descripción más detallada ver entre otros Rolleri y Fernández Garrasino (1979).

RESULTADOS GRAVIMETRICOS

La figura 2 muestra un sector de la carta gravimétrica preparada en base a la hoja San Rafael, facilitada por Y.P.F. El mapa de anomalías relativas de Bouguer fue calibrado con valores de gravedad observados vinculados con el valor de Miguelete 979.690,03 mGal (Sistema IGSN - 1971). Las anomalías de Bouguer corresponden pues al sistema de referencia de 1967 y el valor de densidad adoptado para la corrección es $\sigma = 2 \text{ gr/cc}$.

Se trazó un perfil (A-B) transversal a la dirección de las fallas cercanas al epicentro (figura 2). La anomalía de Bouguer fue regularizada mediante suavización. La anomalía residual fue hallada descontando de la anomalía de Bouguer observada la anomalía regional obtenida por suavización (véase figura 3 y figura 4, parte superior).

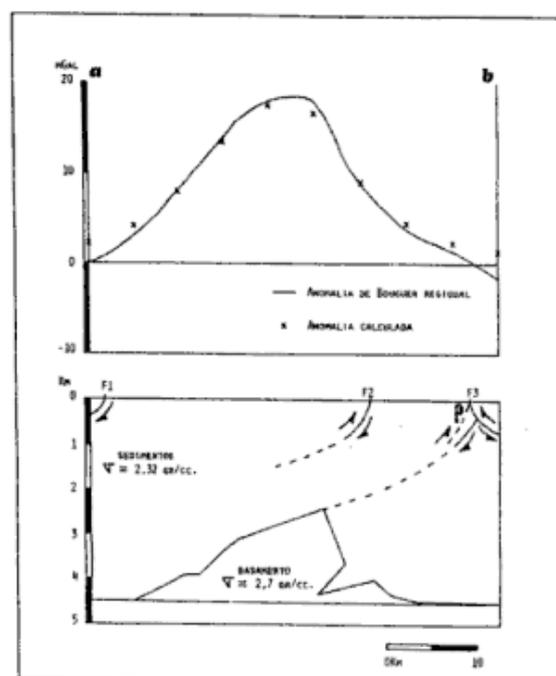


Figura 3: Parte superior: Detalle de las Anomalías de gravedad: Anomalía de Bouguer observada; Anomalía regional y Anomalía residual. Parte inferior: Modelos gravimétricos que satisfacen a la Anomalía residual (1) Modelo inicial basado en isobatas de basamento (Y.P.F.); (2) Modelo ajustado a partir de (1). Contraste de densidad asumido para ambos modelos: + 0,38 gr/cc.

Finalmente la anomalía residual (a-b) fue modelada en base a una estructura sobrecorrida a partir de isobatas de basamento (figura 3, parte inferior), y como modelo alternativo a partir de la sección de Pombo (1981) (figura 4, parte inferior).

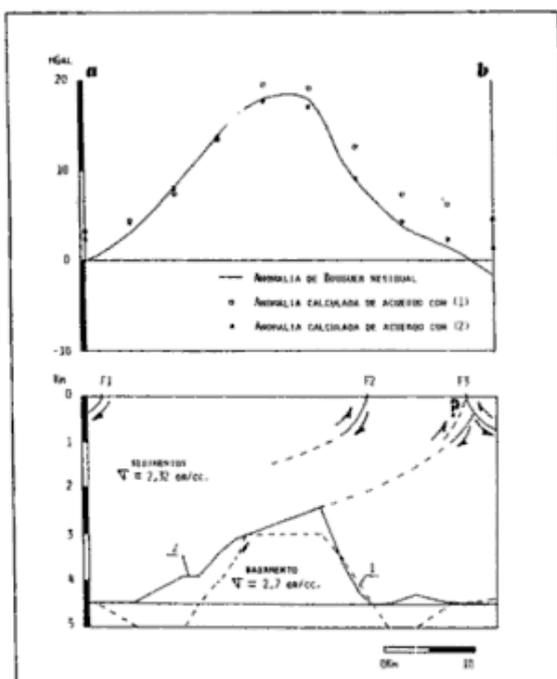
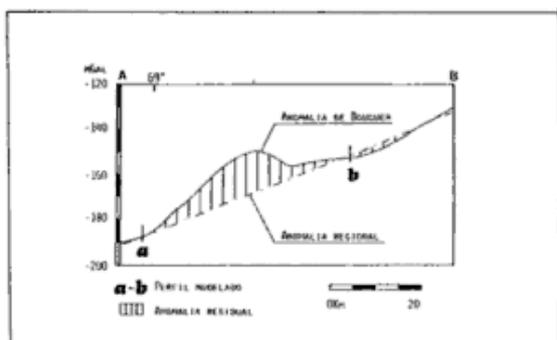


Figura 4: Parte superior: Detalle de las Anomalías de gravedad: Anomalía de Bouguer observada; Anomalía regional y Anomalía residual. Parte inferior: Modelo gravimétrico que satisface a la Anomalía residual, modificado de Pombo (1981). Contraste de densidad asumido: + 0,38 gr/cc.

CONCLUSIONES

La gravimetría disponible no puede aportar mayores conclusiones sobre el diseño del fallamiento del área, no obstante el modelo gravimétrico que satisface a la anomalía residual no se contradice con una estructura sobrecorrida. El comportamiento de este modelo del basamento está de acuerdo con un estilo compresional. A ma-

yor profundidad, el mecanismo de foco del sismo (Castano, 1985; Triep, 1987) es también compresional.

AGRADECIMIENTOS

A Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Y.P.F.) y a CONICET (PID N° 3-073400-85) y CAPLI, (1986) que permitieron la realización del presente estudio.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALFONSO, R., S. ALURRALDE, O. MANCILLA, R. MANONI y R. POMBO, 1984. Análisis litoestratigráfico de las unidades triásicas del subsuelo en el sector septentrional de la Cuenca Cuyana en la provincia de Mendoza. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 7-24, Buenos Aires.
- CASTANO, J. C., 1985. Aspectos generales del Terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Rev. Geofísica, 22/23: 5-40, Méjico.
- POMBO, R., 1981. Cuenca Cuyana. En cuencas Sedimentarias en la Argentina. Y.P.F., Gerenc. Gral. de Expl., Gerenc. Geofísic., Com., 6: 14-18, Buenos Aires.
- ROLLERI, E. y C. FERNANDEZ GARRASINO, 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 1: 771-809, Córdoba.
- TRIEP, E., 1987. La falla activada durante el sismo principal de Mendoza de 1985 e implicaciones tectónicas. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 199-202, San Miguel de Tucumán.
- _____, M. QUIROGA y C. B. de CARDINALI, 1986. Mecanismo focal, profundidad y momento sísmico del sismo principal de Mendoza de 1985. XIVº Reun. Cient. Geof. y Geod., A.A.G.G., Mendoza.

Recibido: 30 de diciembre, 1987

Aceptado: 22 de junio, 1989

ANTONIO INTROCASO
HECTOR FRAGA

CONICET
IFIR
Universidad Nacional de Rosario
Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y
Agrimensura
Av. Pellegrini 250
2000 Rosario

GEOMORFOLOGIA EN LAS MARGENES DEL RIO GUALJAINA (PARALELO 43°S S. L.) CHUBUT

Haroldo Vizán

INTRODUCCION

En las inmediaciones del río Gualjaina, cerca del puente sobre el río, se observa un paisaje donde si bien es importante la influencia indirecta que sobre el área tuvieron las últimas glaciaciones, los procesos que modelaron sus formas más sobresalientes son: la actividad tectónica, la acción fluvial, la remoción en masa y el volcanismo cenozoico (figura 1).

El río Gualjaina (prolongación septentrional del río Tecka después de la afluencia del arroyo Pescado) es uno de los tributarios del río Chubut cuya red hidrográfica se encarga, entre otras, del drenaje hacia el océano Atlántico de las aguas que bajan de los Andes Patagónicos.

Los rasgos morfológicos más notorios labrados por procesos exógenos y que se reconocen en las cercanías del río Gualjaina, son cuatro niveles de terrazas de erosión fluvial, tres de los cuales fueron reconocidos por Spikermann (1977) en las inmediaciones del arroyo Pescado.

Sobre los niveles de terrazas del río Gualjaina se reconocen rasgos de erosión fluvial que evidencian antiguos cursos de este río. Los niveles se encuentran labrados sobre depósitos fluviales previos, afloramientos rocosos y sedimentos de probable origen glaciario.

En los afloramientos rocosos se reconocen: sedimentitas del Paleozoico superior (Grupo Tepuel, Sucro, 1948, nom. subs. Borello 1969), sedimentitas y volcanitas liásicas (Formación Lepá, Roller, 1970), gabros cretácicos (Formación Tecka, Turner,

1982) y andesitas terciarias (Complejo La Cautiva, Groeber, 1954).

Respecto de los depósitos de probable origen glaciario presentes en las terrazas, Caldenius (1932) ya había observado que al norte de la confluencia del arroyo Pescado, en el río Tecka (Gualjaina) existían restos de una capa de morena de fondo muy erosionada. Más recientemente Lapido *et al.* (1987) observan en la pendiente este del cordón del Caquél una superficie de erosión desarrollada sobre depósitos terciarios y sedimentos glaciarios.

En el área que nos concierne se reconocen bloques erráticos de granitos *sensu lato* con diámetros que a veces alcanzan el metro (por ejemplo en un puesto de la estancia La Anita) probablemente transportados por el hielo. Junto con estos se encuentran clastos de andesitas y areniscas a los que por corresponder a litologías que constituyen unidades antiguas del área, no se les puede atribuir un carácter errático y por lo tanto no se les puede asignar con certidumbre un origen glaciario.

Un aglomerado que probablemente responde a este origen, es el que corona la sierra paralela a la margen izquierda del río Gualjaina inmediatamente al norte de la afluencia del arroyo Pescado (figura 1). Está compuesto por clastos de diferente petrografía (entre las que se encuentran rocas graníticas) e incluye troncos petrificados en perfecto estado de conservación, sin observarse restos carbonizados.

Depósitos con estas características que cubren la cima de la sierra de Tecka son asignados por Turner (1982) al Pleistoceno inferior. Los mismos yacen entre los 1300 y

1500 m y corresponderían a una glaciación de manto (Lapido *et al.*, 1987).

Otros procesos modeladores del paisaje del área levantada son: los movimientos tectónicos que determinaron un paisaje de bloques levemente basculados, la remoción en masa y la actividad volcánica del pasado reciente.

En las pendientes de las terrazas y en el sector noroeste se observan muescas de deslizamientos cuyos depósitos han sido, en ocasiones, posteriormente movilizados por flujos de detritos o nuevos deslizamientos. El volcanismo moderno fue el responsable del "flujo lahárico" cuyo depósito se observa en el sector norte del área estudiada.

CONSIDERACIONES FINALES

Los cuatro niveles de terrazas de erosión observados fueron labrados por la acción fluvial que actuó probablemente durante las avenidas de agua que sobrevinieron a los descongelamientos después de cada uno de los pulsos de la glaciación de valle del Pleistoceno superior reconocida en el esquema de Caldenius (1932).

En el área levantada dichos niveles fueron labrados en parte sobre roca viva y en parte sobre depósitos de una probable glaciación de manto anterior a los pulsos de la glaciación de valle. Los sedimentos de la glaciación más antigua podrían ser correlativos con los que se observan en la sierra paralela a la margen derecha del río Gualjaina y con los que coronan la sierra de Tecka. Turner (1982) consideraba como posible que los aglomerados que cubren esta sierra habrían alcanzado su altitud por movimientos de bloques del Cuaternario; de modo tal que es plausible suponer que existió una reactivación de fallas preexistentes que elevaron a este tipo de depósitos, en cualquier sector de esta región, posteriormente a la probable glaciación de manto del Pleistoceno inferior y previamente a los pulsos de la glaciación de valle. Esto es consistente con la observación de Volkheimer (1964) quien reconoce regionalmente en el Chubut Ex-

traandino movimientos de bloques de edad posterior al Pleistoceno inferior.

Los procesos de remoción en masa observados son favorecidos por las litologías cenozoicas: tobas deleznable cubiertas por basaltos que yacen en el sector noroeste del área estudiada, sedimentos friables que constituyen las terrazas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BORELLO, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dir. Nac. Geol. y Min., An., 14, Buenos Aires.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Direc. Gral. Minas y Geol., Minist. Agric. Nac., 95, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1954. La Serie "Andesítica" Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Soc. Geol. Arg., Rev., I (3): 94-42, Buenos Aires.
- LAPIDO, O., C. BELTROMORE y M. HALLER, 1987. Glacial stratigraphy of the upper valley of the río Tecka (43°30'S.L.), Patagonian, Cordillera. Cuatern. Sudamér., 4, CAPIC, Ushuaia.
- ROLLERI, E. O., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. (Comunicación). IVº Jorn. Geol. Arg., Actas, 2: 273-277, Buenos Aires.
- SPIKERMANN, J. P., 1977. Geología de los alrededores de la estancia Arroyo Pescado, Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXII (4): 265-276, Buenos Aires.
- SUERO, T., 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut. Bol. Inf. Petrol., 25 (287): 31-48, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut. Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. Asoc. Geol. Arg., Rev., XIX (2): 85-107, Buenos Aires.

Recibido: 30 de mayo, 1988
Aceptado: 22 de junio, 1989

HAROLDO VIZAN

UBA - CONICET
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento Ciencias Geológicas
Pabellón II
1428 Buenos Aires

EDAD Rb-Sr DE LA ULTIMA INTRUSION DEL BATOLITO DE COLANGÜIL, PROVINCIA DE SAN JUAN

Ana M. Sato y Koji Kawashita

INTRODUCCION

Los afloramientos de granitoides neopaleozoicos en la cordillera Frontal comprenden a grandes rasgos 3 sectores: 1) los batolitos Elqui-Limari, Chollay y Montosa-El Potro dentro del territorio chileno (Mpodzis *et al.*, 1985; Nasi *et al.*, 1985), constituyendo una franja paralela al límite internacional. Su continuación septentrional se interna en la provincia de La Rioja. 2) Batolito de la cordillera del Plata (Caminos, 1965) en la provincia de Mendoza, y 3) afloramientos de la provincia de San Juan, que fueron divididos por Llambías *et al.* (1987) en los batolitos de Tocota, de Colangüil y de San Guillermo. Su estratigrafía interna y las relaciones de campo entre los distintos plutones se hallan en Llambías y Sato (en prep.). Pequeños asomos de este último sector se encuentran también en la provincia de La Rioja.

En los batolitos ubicados en territorio chileno (sintetizadas en Nasi *et al.*, 1985), en su continuación en la provincia de La Rioja (Caminos, 1979), así como en los afloramientos de la provincia de Mendoza (Desanti y Caminos, 1967; Caminos *et al.*, 1979), las dataciones radimétricas son relativamente abundantes y comprenden una amplitud temporal que va desde el Eocarbónico hasta el Triásico. En la provincia de San Juan se contaba hasta el presente con una sola edad K-Ar de 274 (283 según la nueva constante) \pm 15 Ma (Linares y Llambías, 1974) en una granodiorita perteneciente al batolito de Tocota. En la presente comunicación se da a conocer una nueva edad (iso-

crona Rb-Sr) obtenida en el plutón granítico de Chita, localizado en el extremo sur del batolito de Colangüil.

Dicho plutón granítico representa uno de los últimos eventos intrusivos dentro de la estratigrafía ígnea del batolito mencionado (figura 1). Si bien en el sector denominado batolito de San Guillermo por Llambías *et al.* (1987) existen otros cuerpos aislados también de intrusión póstuma (Granodiorita Leonardo, Llambías y Sato, en prep.), éstos no presentan relación de campo con el plutón de Chita, y en consecuencia por el momento no se conoce la relación estratigráfica entre ellos.

El plutón granítico de Chita se emplazó en forma postectónica respecto a la fase San Rafael de la orogenia Neopaleozoica o Gondwánica y en un régimen menos distensivo comparado con el resto del batolito de Colangüil (Llambías *et al.*, 1987). Estas características, sumadas al relativamente bajo contenido de agua inicial del magma, permitieron a este plutón su cristalización en una cámara cerrada (Sato, 1987a), lográndose de esta manera una saturación tardía del magma en fase acuosa por procesos de segunda ebullición. Los volátiles separados alteraron pervasivamente a la fase ya cristalizada y se concentraron en los sectores apicales del cuerpo para dar lugar a una mineralización de greisen (Sato, 1987b).

RESULTADOS Rb-Sr Y DISCUSION

De acuerdo a los resultados del cuadro I y figura 2, se obtuvo una isocrona a partir de 5 muestras de roca total del plutón granítico de Chita. Las muestras fueron seleccio-

nadas a través del conocimiento de su relación Rb/Sr mediante fluorescencia de rayos X. Los análisis por dilución isotópica y espectrometría fueron realizados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de Sao Paulo, Brasil. La edad fue calculada con $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}$ años⁻¹ (Steiger y Jäger, 1977), la recta isocrona según modelo de Williamson (1968) y errores según modelo de York (1969).

La edad obtenida es de 247 ± 15 Ma y la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7045 \pm 0,0031$.

Dicha edad ubica al plutón en el Pérmico superior según escala de van Eysinga (1978), o en el límite Pérmico-Triásico según escala de Palmer (1983), y acota el límite superior de los procesos intrusivos en el batolito de Colangüil. La única edad K-Ar (roca total) de 283 ± 15 Ma (Linares y Llambías, 1974) (Pérmico inferior) existente en esta faja magmática de la cordillera Frontal de la provincia de San Juan corresponde a una granodiorita que representa uno de los eventos más tempranos de esta intrusividad. Su comparación permite establecer la duración del evento magmático en alrededor de 40 Ma y la restringe dentro del mismo período Pérmico. Esta acotación temporal comparada con los datos existentes en la cordillera Frontal de Chile y de Mendoza sugiere una mayor restricción temporal de la faja magmática de la provincia de San Juan respecto a los otros sectores mencionados, aunque cabe recordar el carácter de edad mínima de la citada edad potasio-argón. No obstante esto, la granodiorita de Tocota no puede ser más antigua que la intensa deformación a que fueron sometidas las sedimentitas de la caja (Formación Cerro Agua Negra) de edad Carbónico superior-Pérmico inferior (Llambías *et al.*, 1987).

La relación inicial obtenida, si bien con amplio margen de error, es indicativa de un magma originado en profundidad y con escasa interacción con material cortical de relaciones iniciales elevadas. Dentro del error presentado muestra semejanza con las obtenidas en Chile (entre 0,7058 y 0,7073, determinadas por Parada *et al.*, 1981, en Nasi *et*

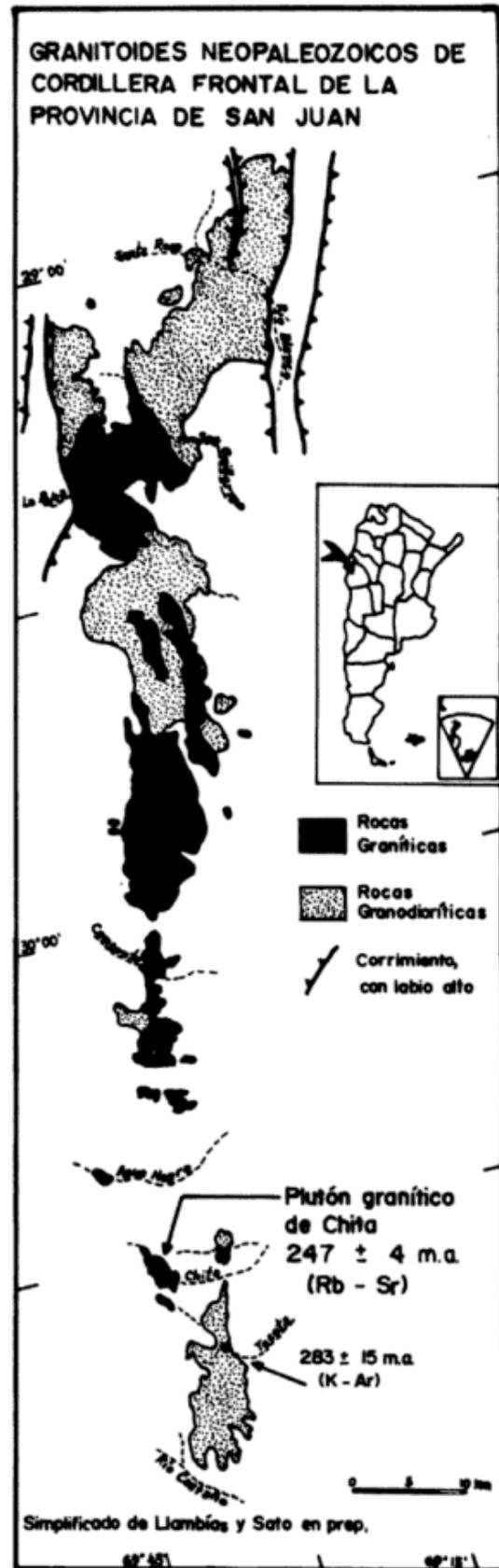


Figura 1: Granitoides neopaleozoicos de Cordillera Frontal de la provincia de San Juan.

Cuadro I: Resultados.

Nº Lab.	Nº Campo	Rb (ppm)*	Sr (ppm)*	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{**}$
SPR-9073	CH-16	397,9	27,1	43,13 \pm 0,54	0,8541 \pm 0,0014
SPR-9074	CH-97	532,1	19,8	79,84 \pm 0,60	0,9797 \pm 0,0017
SPR-9075	CH-98	704,7	25,6	82,07 \pm 0,54	0,9986 \pm 0,0021
SPR-9076	CH-124	421,6	25,0	49,54 \pm 1,13	0,8711 \pm 0,0024
SPR-9077	CH-130	339,8	36,2	27,45 \pm 0,25	0,8030 \pm 0,0021

* Análisis por dilución isotópica con espectrómetro Varian Mat TH-5

** Razones corregidas para la presencia de trazador de ^{84}Sr y normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$.

al., 1985) para rocas eocarbónicas y triásicas respectivamente, y también en Patagonia Septentrional (entre 0,7050 y 0,7078, Caminos y Parica, 1985; Llambías *et al.*, 1985; Caminos *et al.*, 1988) para rocas carbónicas, mientras en la provincia de Mendoza no se cuenta hasta el presente con valores de Sr inicial calculados.

Cabe acotar que a pesar del leve grado de alteración subsólida pervasiva que muestran las rocas analizadas como se mencionó anteriormente, la buena alineación de los puntos en la isocrona (figura 2) confirma el estrecho grado de relación genética y temporal del magma con la fase fluída alterante, la cual no llega a modificar el equilibrio isotópico de las rocas. Excepción a lo anterior sería la muestra 9075, cuyo mayor contenido de Rb indicaría el mayor grado de alteración subsólida.

Su amplia desviación la ubica fuera del alineamiento experimental e influye para que la suma de las desviaciones (MSDW) alcance el valor de 3,6 (nivel de corte para 5 muestras = 2,6). Ante esta situación, la aplicación de otros modelos como el Mc Intyre

2 ampliaría los errores en la edad y relación inicial hasta tornarlos inaceptables, especialmente para la relación inicial, debido a que las razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de cada muestra son muy altas. Por otro lado, si se omitiera esta muestra, la isocrona resultante daría una edad de 238 ± 5 Ma, que no variaría demasiado el resultado obtenido con las 5 muestras. Dado que no es excesiva la influencia ocasionada por dicha muestra y teniendo en cuenta que el número de muestras es pequeño, se prefiere mantener la totalidad de las muestras analizadas. Para ser más cautelosos se podría ampliar más el error de la probable edad o realizar una mayor cantidad de análisis. Sin embargo, se estima que los resultados finales no excederían el rango de 240 ± 10 Ma, no alterando la interpretación de hallarse ante un plutón en el límite Pérmico-Triásico.

Las tareas de mayor envergadura, que se encuentran actualmente en ejecución y que comprenden a las distintas unidades intrusivas en esta faja magmática, permitirán esclarecer con mayor detalle su geocronología y petrología.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los doctores C. Cingolani y R. Varela por las sugerencias recibidas y la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de

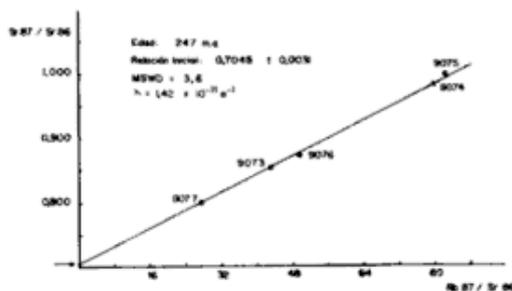


Figura 2: Isocrona Rb-Sr roca total del plutón granítico de Chita.

- Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (3): 351-392, Buenos Aires.
- _____, 1979. Cordillera Frontal. IIº Simp. Geol. Arg., I: 398-453, Acad. Nac. Cs., Córdoba.
- _____, U. G. CORDANI y E. LINARES, 1979. Geocronología y geología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. IIº Congr. Geol. Chil., Actas, I: F43-F61.
- _____, E. J. LLAMBIAS, C. W. RAPELA y C. A. PARICA, 1988. Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia. Jour. South Am. Earth Sc., 1 (2): 137-145.
- _____, y C. A. PARICA, 1985. The significance of new Rb-Sr ages of igneous rocks from Northern Patagonia. Univ. de Chile, Comunicaciones, 35: 41-43, Santiago.
- DESSANTI, R. N. y R. CAMINOS, 1967. Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (2): 135-162, Buenos Aires.
- LINARES, E. y E. J. LLAMBIAS, 1974. Edad potasio-argón de la granodiorita de la quebrada de Tocota, departamento Iglesia, San Juan. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIX (1): 135-136, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. J., C. W. RAPELA y C. A. PARICA, 1985. Rb-Sr geochronology of La Esperanza eruptive complexes, North Patagonian Massif (68°28'W, 40°28'S). Univ. de Chile, Comunic., 35: 139-143, Santiago.
- _____, A. M. SATO, H. H. PUIGDOMENECH y C. E. CASTRO, 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting Frontal Range of Argentina between 29° and 31°S. Xº Congr. Geol. Arg., Simp. Granitos Circump. y Faneroz., Actas, IV: 92-95, San Miguel de Tucumán.
- MPODOZIS, C., C. NASI, R. MOSCOSO, P. CORNEJO, V. MAKSAEV y M. A. PARADA, 1985. The late Paleozoic-Triassic magmatic belt of the Chilean frontal range (28°-31°S): Igneous "stratigraphy" and tectonic setting. Univ. de Chile, Comunicaciones, 35: 161-165, Santiago.
- NASI, C., C. MPODOZIS, P. CORNEJO, R. MOSCOSO y V. MAKSAEV, 1985. El batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. Rev. Geol. de Chile, 25-26: 77-111, Santiago.
- PALMER, A. R., (Comp.), 1983. Decade of North American Geology, 1983 Geologic Time Scale. Geol. Soc. Amer.
- SATO, A. M., 1987a. Chita granitic stock: a closed system crystallization. Xº Congr. Geol. Arg., Simp. Granitos Circump. y Faneroz., Acta, IV: 96-99, San Miguel de Tucumán.
- _____, 1987b. Mina de molibdeno de Chita: evolución postmagmática del plutón granítico homónimo. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (3-4): 349-361, Buenos Aires.
- STEIGER, R. H. y E. JAGER, 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth Planet. Sc. Let., 36 (3): 359-362, Amsterdam.
- VAN EYSINGA, F. W. B., 1978. Geological Time Table. 3rd edition. Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam.
- WILLIAMSON, J. H., 1968. Least square fitting of a straight line. Can. J. Phys., 46: 1845-1847.
- YORK, D., 1969. The best isochron. Earth Planet. Sc. Let., 5: 320-324.

Recibido: 22 de junio, 1988

Aceptado: 7 de junio, 1989

ANA MARIA SATO

CONICET

Secretaría de Minería
Av. Santa Fe 1548, P. 12
1060 Buenos Aires

KOJI KAWASHITA

Centro de Pesquisas Geocronológicas
Caixa Postal 20.899
01498 Sao Paulo, SP - Brasil

EVIDENCIAS DE UNA EXCURSION DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE DURANTE EL PLEISTOCENO TARDIO

COMENTARIO

Miguel Angel González

INTRODUCCION

La Revista de la Asociación Geológica Argentina en su tomo XLIII, número 2, publicó una Nota Breve de Orgeira *et al.* (cf. Orgeira *et al.*, 1988), en la cual se hizo expresa referencia a parte de los resultados geocronológicos de una publicación de mi co-autoría (cf. Guida y González, 1984). En base a ello, los autores mencionados realizaron su propia interpretación cronoestratigráfica (magnetoestratigráfica), pero:

1) Los resultados citados de nuestra publicación son imprecisos o, en todo caso, parciales.

2) La interpretación de resultados referentes a sus análisis de magnetismo remanente es discutible, no sólo en base a los datos geológicos y paleomagnéticos por nosotros reconocidos y publicados para el sudeste de Entre Ríos, sino en base a datos de la bibliografía magnetoestratigráfica internacional.

Los aspectos 1 y 2 podrían inducir a otros investigadores a desarrollar interpretaciones cronoestratigráficas y geocronológicas no necesariamente correctas.

Por ello, dada la importancia que tienen todos los estudios tendientes a esclarecer el panorama cronoestratigráfico y geocronológico de los depósitos correspondientes al Pleistoceno tardío y al Holoceno de nuestro país, deseo hacer públicos los siguientes comentarios.

La ubicación geográfica de la localidad de trabajo es imprecisa, al igual que la posi-

ción estratigráfica de los depósitos muestreados.

En el trabajo comentado sólo se ubicó la localidad muestreada mediante el párrafo "...en los alrededores de Gualeguaychú...". Tal ubicación es imprecisa para los propósitos del trabajo en cuestión, máxime cuando se intentó dar una importancia global explícita a los resultados presentados. Y ésto es más importante aún, si se considera que en la publicación nuestra, usada como base geocronológica para su trabajo, presentamos datos de varias localidades que, consideradas a escala global, podrían interpretarse como ubicadas "...en los alrededores de Gualeguaychú".

Por otra parte los autores mencionan los depósitos de un solo paleoestuario referido a nuestra publicación y cronológicamente ubicado por nosotros como desarrollado entre 35.000 ± 1800 y 26.600 ± 720 años antes del presente (a.AP.), sobre el cual habrían tomado sus muestras. Pero la imprecisión geográfica de la localidad muestreada da lugar a la duda sobre la ubicación estratigráfica de las muestras tomadas, por cuanto:

1) Para "...los alrededores de Gualeguaychú..." nosotros describimos depósitos vinculados a tres episodios distintos de nivel relativamente elevado en el paleoestuario común a los ríos Paraná y Uruguay, y no para uno solo. Al más antiguo de ellos, en origen lo atribuimos tentativamente al Inter-glacial Sangamon (ca. 120.000/110.000 a.AP.). Para el segundo obtuvimos las cronologías mencionadas por Orgeira *et al.* (1988) y lo atribuimos al Interestadial del

Wisconsin medio. Para el más joven, las cronologías obtenidas indican que su máximo desarrollo ocurrió en alrededor de 5700 a.AP. Nótese que los dos paleoestuarios más antiguos fueron ubicados en el Pleistoceno tardío y el más joven en el Holoceno medio.

2) Para los depósitos de cada uno de esos episodios paleoestuarinos presentamos características geomorfológicas, sedimentológicas, estratigráficas y geocronológicas que permitan su identificación. De todos modos, cabe la duda respecto a qué elementos identificatorios se usaron en esta nueva oportunidad para asignar los depósitos muestreados al episodio paleoestuarino de antigüedad intermedia y no al más antiguo o al más joven. Máxime considerando que hemos descrito localidades ubicadas "...en los alrededores de Gualaguaychú...", en las cuales se encuentran superpuestos los depósitos de al menos dos de tales episodios paleoestuarinos, los cuales quizá podrían confundirse entre sí.

El análisis de los resultados paleomagnéticos presentados es discutible.

En el trabajo acá comentado se señala que la polaridad oblicua de algunas muestras representaría una excursión del campo magnético terrestre (c.m.t.), la cual en función de nuestras cronologías, podría correlacionarse con el Evento Laschamp, *sensu* Bonhommet y Zahringer (1969). Pero al no haberse definido con precisión a cuáles depósitos de cuál localidad entrerriana se refirieron sus autores, no es sencillo atribuir la excursión evidenciada por ellos a un evento geomagnético de polaridad reversa determinado, de acuerdo a la argumentación expuesta seguidamente.

En Guida y González (1984), para una de las localidades entrerrianas analizadas (cantera Irazusta) describimos depósitos asignados tentativamente al Interglacial Sangamon y al Interestadial del Wisconsin medio; ambos depósitos se encuentran superpuestos en el mismo perfil.

En función de lograr precisión en nuestras correlaciones tentativas y en nuestros datos isotópicos, oportunamente tomamos muestras orientadas para efectuar análisis

paleomagnéticos (magnetoestratigrafía). Ante la imposibilidad de que tales análisis se efectuaron en nuestro país, las mismas fueron gentilmente analizadas por el Dr. Nils Axel Mörner y el ahora Dr. Claudio Sylwan, en la Universidad de Estocolmo (Suecia).

Los resultados ya obtenidos en Setiembre de 1985, fueron comentados en algunas de nuestras publicaciones (cf. González *et al.*, 1988 *a* y *b* y se exponen en detalle en otra publicación (cf. González y Guida, en prensa). Tales resultados indican un muy claro evento de reversión del c.m.t. registrado en los depósitos paleoestuarinos más antiguos, a los que en origen habíamos asignado tentativamente al Interglacial Sangamon. De acuerdo a Mörner (comunicación epistolar), dicha reversión correspondería al Evento Blake, ocurrido en alrededor de 114.000 a.AP según diversos autores (cf. Smith y Foster, 1969; Bucha *et al.*, 1969; Nakajima *et al.*, 1973; Mörner, 1977); ésto convalidaría nuestra correlación tentativa inicial.

Pero además de ello, dos muestras provenientes de los depósitos paleoestuarinos superpuestas y en los que sí obtuvimos las edades mencionadas por Orgeira *et al.* (1988), registran una magnetización oblicua que podría corresponder a un "intervalo de transición", en el sentido de Wilson *et al.*, 1972 (en: Valencio, 1980), o una "excursión" del campo magnético terrestre.

De acuerdo a las cronologías isotópicas obtenidas por nosotros para esos depósitos, de confirmarse la existencia de tal excursión del c.m.t., la misma podría corresponderse con el Evento Lago Mungo, ocurrido en alrededor de 30.000 a.AP. de acuerdo a numerosos autores (cf. Bucha, 1970; Barbetti y Mc Elhinny, 1972; Nakajima *et al.*, 1973; Fred y Healy, 1974; Opdyke *et al.*, 1974; Mörner, 1977; Pierce y Clark, 1978). En ese sentido es interesante recordar que en el mismo trabajo de Orgeira *et al.* (1988) se menciona un depósito litoral de Mar del Plata para el cual se obtuvieron indicios de polaridad reversa; para ese depósito, nuestro grupo de trabajo obtuvo una edad de 30.500 ± 1400 a.AP. (cf. González, 1986,

1988 *a y b*) la cual coincide plenamente con el momento en que habría ocurrido el Evento Lago Mungo.

Entonces, de haberse analizado muestras estratigráficamente relacionadas con alguno de los depósitos del Pleistoceno tardío descritos en nuestra publicación, cabrían tres posibilidades para correlacionar las muestras con polaridad oblicua presentadas por Orgeira *et al.* (1988): 1) ellas podrían corresponder al Evento Blake, evidenciado e informado oportunamente por nosotros; 2) podrían corresponder al Evento Lago Mungo, cuya existencia aún no podemos confirmar, pero tampoco podemos descartar concluyentemente en base a los análisis magnéticos de nuestras muestras; 3) si en el muestreo se involucraron indistintamente los depósitos estuáricos del Sangamon y los del Wisconsin medio como si correspondiesen al mismo episodio transgresivo, sus muestras con polaridad oblicua podrían corresponder a los dos eventos mencionados supra.

Pero en el trabajo comentado se expuso una posibilidad distintiva a las tres previamente planteadas, atribuyendo la excursión propuesta al Evento Laschamp, en el sentido de Bonhommet y Zahringer (1969) y en función de las cronologías expuestas en Guida y González (1984).

Cabe consignar que la primera mención del Evento Laschamp fue publicada por Bonhommet y Babkine (1967), ubicándolo cronológicamente entre 7000 y 9000 a.AP., en base a cronologías obtenidas mediante carbono-14 sobre escorias volcánicas (en: Noel y Tarling, 1975) vinculadas a volcánicas con registros de polarización reversa presentes en la localidad de Puy de Laschamp (Francia).

Las cronologías presentadas luego por Bonhommet y Zahringer (1969) en el trabajo citado por Orgeira *et al.* (1988), no permitieron mayor precisión cronológica, pues fueron obtenidas por el método de Potasio/Argón, el cual, aún 20 años más tarde y en los laboratorios más adecuados del mundo para cronologías jóvenes es muy impreciso al referirse a edades tan jóvenes. En ese

sentido y de acuerdo a Noel y Tarling (1975), la cronología propuesta por Bonhommet y Zahringer (1969) para el Evento Laschamp solo podría considerarse menor que 20.000 años antes del presente.

Precisamente Noel y Tarling (1975) dedicaron un trabajo especial al análisis cronológico del Evento Laschamp, en base a evidencias de no menos de 12 localidades de tres continentes, tan alejadas entre sí como Japón, Suecia, U.S.A., Francia, Inglaterra y México, lo cual de por sí conferiría un carácter global a dicho evento. Además, todas las cronologías presentadas por esos autores oscilan entre 7000 y 18.700 años antes del presente.

Por ello y atendiendo a nuestras cronologías isotópicas, a las cuales Orgeira *et al.* (1988) hicieron referencia explícita, no sería posible atribuir la polaridad oblicua observada en sus muestras de Entre Ríos al Evento Laschamp.

Para concluir, cabe consignar un comentario de carácter metodológico-filosófico: Es evidente que cada vez se incorporan nuevas metodologías a búsqueda de precisión y confiabilidad en las labores de investigación científica vinculadas a las llamadas Ciencias de la Tierra. Es también evidente que en el estudio del desarrollo de los ambientes pasados en el espacio (Paleogeografía) y en el tiempo (Cronoestratigrafía y Geocronología), en la medida en que se involucran unidades geológicas cada vez más jóvenes, son más las disciplinas que pueden brindar importantes aportes respecto a esos parámetros. Por lo tanto crece en la misma medida la importancia de los estudios realizados por grupos interdisciplinarios de investigación.

En ese sentido, en función de lograr mayor precisión y confiabilidad en los respectivos estudios y en función de reducir costos (factor crítico en este momento en nuestro país), sigue abierta la propuesta hacia los autores del trabajo acá comentado, para desarrollar tareas conjuntas en aquellas localidades cuya estratigrafía hemos reconocido, o estamos intentando reconocer en detalle y cuya cronología intentamos dilucidar

con la mayor confiabilidad posible; todo ello en pos del objetivo que seguramente tenemos en común, que es el de aportar elementos de utilidad para la sociedad que sustenta nuestra labor cognoscitiva.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BARBETTI, M. y Mc. ELHINNY, 1972. Geomagnetic reversal 30.000 years ago from aboriginal fireplaces in Australia. *Nature*, 239: 327-330.
- BONHOMMET, N. y J. BABKINE, 1967. *Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences et des belles-lettres*, Paris, 264: 92-94.
- BUCHA, V. J., 1970. Geomagnetic reversals in Quaternary revealed from a paleomagnetic investigation of sedimentary rocks. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 22: 253-271.
- BUCHA, V. J., K. HORACEK, A. KOCI y J. KUKLA, 1969. Paleomagnetische Messungen in Lössen. In: *Periglacialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei*. J. Demek and J. Kukla, eds., *Acad. Sci., Inst. Geogr. Brno*, 1-123, Czechoslovakia.
- FREED, W. K. y N. HEALY, 1974. Excursion of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 24: 99-104.
- GONZALEZ, M. A., N. E. WEILER y G. GUIDA, 1986. Late Pleistocene transgressive deposits from 33° S.L. to 40° S.L., Republic of Argentina. *Journal of Coastal Research*, S.I., 1: 39-49.
- _____, N. G. GUIDA y N. E. WEILER, 1988a. Transgressive deposits of the Mid Wisconsin Interstadial from 33° S.L. to 40° S.L. (Argentine Republic). Reliability of its ¹⁴C ages. *Journal of Coastal Research*, 4 (4): 667-676.
- _____, N. E. WEILER y N. G. GUIDA, 1988b. Late Pleistocene and Holocene coastal behaviour from 33° S.L. to 40° S.L. (Argentine Republic). *Journal of Coastal Research*, 4 (1): 59-68.
- _____, y N. G. GUIDA, en prensa. Late Pleistocene littoral deposits from 33° to 40° S. (Argentine Republic): Blake Event and probable Lake Mungo Event. *Magnetostratigraphic Geochronology*. *Journal of Coastal Research*.
- MÖRNER, N. A., 1977. Paleomagnetic records for the last 130.000 years. *INQUA, Xº Congr. Abstr.*, contrib. Nº 116a.
- NAKAJIMA, T., K. YASKAWA, N. NATSUHARA y N. KAWAI, 1973. Very short period geomagnetic excursion 18.000 yr. BP. *Nat. Phys. Sci.*, 244: 8-10.
- NOEL, M. y D. H. TARLING, 1975. The Laschamp geomagnetic event. *Nature*, 253: 705-707.
- OPDYKE, N. D., N. J. SHACKLETON y J. D. HAYS, 1974. The detail of a magnetic excursion as seen in a piston core from the southern Indian Ocean. *EOS, Am. Geophys., Union Transactions*, 55, 237.
- PIERCE, J. W. y M. J. CLARK, 1978. Evidence from Iceland on geomagnetic reversal during the Wisconsinian Ice Age. *Nature*, 273: 456-458.
- SMITH, J. y J. H. FOSTER, 1969. Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, 163: 565-567.
- VALENCIO, D. A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. EUDEBA, 1-351, Buenos Aires.

Miguel Angel González

INGEIS (CONICET)
Fundación Carl von Söden
C. C. 289 - Sucursal 13 (B)
1413 Buenos Aires

EVIDENCIAS DE UNA EXCURSION DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE DURANTE EL PLEISTOCENO TARDIO

REPLICA

J. F. A. Vilas, M. J. Orgeira, L. Beraza y H. Vizán

Sobre el comentario realizado por el licenciado González acerca de la Nota Breve "Evidencias de una excursión del Campo Magnético Terrestre durante el Cenozoico tardío, Orgeira *et al.*, 1989" se efectúan las siguientes consideraciones:

1. Sobre la imprecisión de la ubicación geográfica

Si bien es correcto que en la Nota Breve en cuestión los autores no hacen mención al lugar exacto en que fue efectuado el muestreo paleomagnético, no hay ninguna posibilidad de confusión. Los depósitos analizados corresponden al paleoestuario referido por Guida y González (1984; ver cita bibliográfica en la Nota Breve) y cronológicamente ubicados por ellos como desarrollado entre 35.400 ± 1.800 años y 26.000 ± 720 años (edades consideradas en la Nota Breve).

Dicho depósito muestreado se encuentra en la cantera de Irazusta, la cual fue convenientemente ubicada de acuerdo con las características geomorfológicas, sedimentarias y estratigráficas publicadas por Guida y González (*op. cit.*). Es de destacar que los autores del estudio paleomagnético en cuestión son idóneos para reconocer perfiles estratigráficos descriptos por otros autores.

Por otra parte, ante la duda expresada por el licenciado González respecto a los métodos identificatorios aplicados para asignar los depósitos muestreados al "episodio paleoestuarico de antigüedad interme-

dia", es de destacar que en el perfil cantera Irazusta tanto Guida y González (*op. cit.*) como los autores observaron una sola ingresión. Las dataciones utilizadas en el estudio paleomagnético son las únicas publicadas para esa localidad por Guida y González (*op. cit.*).

Asimismo, en Guida y González (*op. cit.*) no se hace mención a depósitos que correspondan al interglacial Sangamon como lo expresa el licenciado González en su comentario. Es de destacar que el método geocronológico utilizado por Guida y González (*op. cit.*) no es apto para dataciones de material de esa antigüedad.

Referente a datos paleomagnéticos

1. Sobre la base de los resultados obtenidos por Orgeira (1983), 1985; ver cita bibliográfica en la Nota Breve) el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBA inició en ese entonces un proyecto de investigación con la finalidad de confirmar la existencia en Sudamérica del registro de excursiones y eventos del Campo Magnético Terrestre (CMT) del Cenozoico tardío.

En la Nota Breve de referencia se comunican resultados preliminares de una de las áreas de estudio.

La información paleomagnética presentada por González *et al.* (1988 a y b; ver cita bibliográfica en el comentario del licenciado González) se restringe exclusivamente a la mención de resultados comunicados

por el Dr. Morner. Sin embargo, no se presenta información sobre el estudio paleomagnético, por ej.:

a) Técnica de muestreo, cantidad de especímenes recogidos. Técnica y resultados del **procesamiento** de los especímenes.

b) Resultados numéricos obtenidos. Magnetoestratigrafía. Posiciones polares, etc.

La importancia del hallazgo de una excursión o evento del CMT requiere, como prueba de ello, los datos obtenidos sobre la base de los cuales se fundamenta, no simplemente la mera enunciación del hallazgo.

2. Respecto a las conclusiones paleomagnéticas expresadas por el licenciado González en su comentario, los autores desean expresar lo siguiente:

a) Los doctores Morner y Sylwan comentaron verbalmente (a fines de 1988 y principios de 1989) a la doctora Orgeira, al doctor Vilas y al licenciado Beraza que las muestras enviadas por el licenciado González a Estocolmo no habían podido ser convenientemente tratadas dado que la técnica de muestreo empleada no se ajustaba al equipamiento desmagnetizante con que contaba la Universidad de Estocolmo.

Dado que el hallazgo de un evento o excursión del CMT requiere una comprobación científica apropiada, es imprescindible el tratamiento de desmagnetización en una secuencia en estudio.

b) Con la información paleomagnética comentada en su carta por el licenciado González, no tiene sustentación científica considerar la existencia del registro del evento Blake.

Por otra parte, en la cantera de Irazusta la información estratigráfica y geocronológica presentada por Guida y González (1984) no contempla sedimentos que correspondan al interglacial Sangamon (de edad similar al Evento Blake).

c) La probable correlación con la Excursión Mungo que menciona el licenciado González ya ha sido presentada por el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBA ("Evidence for a geomagnetic field excursion

in the late Pleistocene. Entre Ríos, Argentina" Orgeira, Beraza, Vizán, Bobbio y Vilas; quaternary of South America and Antarctic Peninsula; Vol. 6, 1988; entregado en Diciembre de 1987. "Geomagnetic field excursion in the late Pleistocene". Orgeira, Beraza, Vizán, Vilas y Bobbio. 6th. Scientific Assembly of the International Association of Geomagnetism and Aeronomy, efectuado en Exeter, 1989, IAGA bull., 53, B, 204). Es de destacar que, la correlación (con rigor científico) de una excursión del CMT no es una mera comparación de edades, sino de posiciones polares del CMT calculadas estadísticamente; se considera que los datos aportados por 2 muestras (confrontar con comentario del licenciado González) no tiene rigor estadístico.

d) Respecto a las edades involucradas con el Evento Laschamp sugeridas por el licenciado González, los autores recomiendan la lectura de "Late glacial paleomagnetic secular variation from France", 1985. Smith, G. Tesis Doctoral Universidad de Edimburgo, en donde se presenta un compendio de las edades sugeridas para este Evento. Es de destacar que la edad sugerida para el mismo en la Nota Breve es aproximadamente la más corrientemente utilizada y la más recientemente determinada.

Finalmente, los autores de la Nota Breve y el Director del Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBA, desean informar que el citado grupo de trabajo se encuentra estrechamente vinculado en su labor científica a laboratorios de paleomagnetismo del mundo, así como también a profesionales de las Ciencias de la Tierra del país y del extranjero.

J. F. A. VILAS
M. J. ORGEIRA
L. BERAZA
H. VIZAN

Laboratorio de Paleomagnetismo
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Pabellón II - Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

Emiliano Pedro Aparicio
1921-1988

El 26 de junio de 1988, tras una breve enfermedad, se extinguió en Mendoza la vida del doctor Emiliano Pedro Aparicio. Con él desapareció una de las más destacadas personalidades de la profesión geológica, que realizó aportes muy importantes tanto en la docencia cuanto en la investigación, aplicación y divulgación de la geología en nuestro país.

Nacido en Mendoza el 17 de noviembre de 1921, cursó sus estudios universitarios en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba. Egresó como Doctor en Ciencias Naturales en 1944.

Su actividad profesional comenzó en Mendoza, donde desempeñó cargos especializados y jerárquicos en dos reparticiones provinciales: la Dirección de Minas, Geología e Hidrología y el Departamento de Combustibles y Fomento Minero.

En 1949 se vinculó a la Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, de la Universidad Nacional de Cuyo, con sede en San Juan. Allí se hizo cargo de la cátedra Geología General de la carrera Ingeniería en Minas. Entre sus antiguos alumnos se cuentan profesionales de destacada actuación en la minería argentina.

Al año siguiente, becado por el Gobierno de Francia, participó en cursos y trabajos realizados en la Universidad de La Sorbona, en la Escuela de Minas y en el Museo Nacional de Historia Natural de ese país. También dictó conferencias en la Sociedad Geológica de Francia.

A partir de 1955 la mayor parte de su actividad profesional, docente y de investigación se realizó en la provincia de San Juan, principalmente en la nombrada Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, y desde 1973, al crearse la Universidad Nacional de San Juan, en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Poco después de comenzar la actividad docente universitaria desempeñó cargos en el Consejo superior de la Universidad Nacional de Cuyo y en el Consejo Académico de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, de la que fue electo Decano en 1958 y reelecto en 1959 y 1960.

Ese mismo año fue designado delegado de la Universidad Nacional de Cuyo al XXIº Congreso Geológico Internacional, celebrado en Copenhague, Dinamarca. Pudo entonces conocer instituciones geológicas de los países escandinavos, Finlandia y Alemania Federal. También durante 1960 realizó un viaje de estudio a los Estados Unidos, donde visitó diversas instituciones científicas. Aprovechó también el viaje para interiorizarse de la organización, planes de estudio y desarrollo de las carreras geológicas, tanto a nivel de licenciatura como de doctorado, en y la universidad de Columbia. Obtuvo también gran cantidad de libros y publicaciones especializados, que enriquecieron la Biblioteca de la antes mencionada Facultad.

En 1964, por ley provincial N° 3068, del 26 de agosto de ese año, se creó el Museo de Ciencias Naturales de San Juan. Se puso

al frente de dicha institución del doctor Aparicio, que como Director fundador, consolidó a dicho museo. Se mantuvo en el cargo durante doce años, sin descuidar por ello su actividad docente y profesional. Bajo su dirección se formaron valiosas colecciones de material geológico, botánico y zoológico proveniente de diversas regiones del país y del exterior. Se contrataron preparadores de dicho material y comenzó una actividad de investigación y una importante tarea divulgativa de las ciencias de la Naturaleza que han continuado sin interrupción hasta el presente.

Pocos años después, el doctor Aparicio fue uno de los principales participantes en la creación de la Licenciatura en Ciencias Geológicas de San Juan, y en la organización del plan de estudios de esta nueva carrera. Con este fin se creó también el Departamento de Ciencias Naturales de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas de la Universidad Nacional de Cuyo.

Tuvo el acertado criterio de propugnar la formación de geólogos capacitados en distintas especialidades, de manera que pudieran realizar trabajos en diferentes campos de la profesión. Es decir, un geólogo que respondiera a las necesidades y características de nuestro país.

Fue así que se estructuró un plan de estudios amplio, tendiente a darles a los futuros profesionales conocimientos que, sin descuidar la base teórica, estuvieran orientados a la aplicación práctica, con muchos estudios de campo. Se buscó capacitar a profesionales que pudieran desempeñarse tanto en la exploración y desarrollo de recursos minerales, hídricos y energéticos, como en el aprovechamiento de los conocimientos geológicos en obras ingenieriles, desarrollo agrícola y otras actividades.

Creada esta nueva carrera, el doctor Aparicio se hizo cargo de la cátedra Introducción a la Geología. Puso así de manifiesto sus amplios conocimientos y especiales cualidades docentes, al lograr un desarrollo didáctico, actualizado y a la vez ameno de los diferentes temas de la asignatura.

Esta comprende, en forma resumida, una reseña general de la ciencia geológica, es decir que su correcto dictado requiere una gran capacidad de síntesis. Proporcionó así el doctor Aparicio una buena base teórica a sus alumnos, pero también se ocupó de señalarles las posibilidades de aplicación de los conocimientos geológicos al desarrollo del país, al que prestó así un servicio valioso desde su cátedra.

Despertó en los alumnos interés y entusiasmo por la ciencia geológica, tanto en sus clases como en los viajes al campo y horarios de consulta. Su influencia, por lo tanto, fue decisiva para lograr el buen nivel profesional que caracteriza a la mayoría de los geólogos egresados de San Juan, reconocido en muchas instituciones estatales y privadas, donde algunos de ellos ya ocupan cargos importantes a pesar de que hace solamente trece años que se graduaron los primeros licenciados.

Tuvo asimismo el doctor Aparicio una importante influencia y participación en la creación de la Universidad Nacional de San Juan, que se concretó en 1973. Durante ese año, como Director fundador, organizó el Instituto de Investigaciones Geológicas, donde se dio comienzo a un programa de trabajos que continúa en la actualidad.

A fines de 1976 fue designado rector de la Universidad Nacional de San Juan. Permaneció tres años en el cargo. A pesar de haberle tocado desempeñarse en una época difícil, el rectorado del doctor Aparicio se realizó dentro de un marco de libertad académica, tanto para la docencia como para la investigación. La idoneidad fue entonces el requisito fundamental para ocupar cargos.

Prosperó la investigación, realizada en diversos proyectos, generados dentro de la Universidad o por convenios con diferentes instituciones. Igualmente bajo el doctor Aparicio prevalecieron el orden y la eficiencia en la actividad administrativa, logrados sin necesidad de incrementar las estructuras burocráticas.

Esta brillante gestión se interrumpió a fines de 1979, cuando el doctor Aparicio de-

bió enfrentar una iniciativa surgida en el Ministerio de Educación, por la que se pretendió despojar a la Universidad de su Facultad de Ingeniería. A raíz de este conflicto debió dejar el cargo, pero la Universidad de San Juan no sufrió ningún desmembramiento.

Volvió a su cátedra y reanudó su labor docente. Igualmente siguió colaborando en otras actividades universitarias: fue así que en 1981, designado coordinador de la Comisión del Doctorado en Ciencias Geológicas, se dedicó a supervisar esta carrera creada durante su gestión rectoral. Desempeñó este cargo los últimos siete años de su existencia, durante los cuales egresaron cinco doctores que defendieron tesis de gran valor científico, todas ellas marcadoras de las más altas calificaciones. Actualmente otras tesis doctorales, de excelente nivel, están en avanzado grado de preparación.

Cabe referirse aquí a su actividad en la investigación y en otras tareas profesionales, reflejada en veinte trabajos inéditos y quince publicados de los que fue autor o coautor. Todos de muy buena calidad, no obstante abarcar diferentes campos de la Geología: levantamiento de hojas geológicas, compilación de mapas geológicos regionales, geología económica, geología regional, geología aplicada a la ejecución de obras civiles, geoquímica, geomorfología, estratigrafía y paleontología de invertebrados.

Compiló y actualizó un mapa geológico de la provincia de San Juan. Profundo conocedor de la geología regional sanjuanina, la presentó en un libro, "Geología de San Juan", excelente síntesis estratigráfica, estructural y de la evolución geológica del territorio provincial. Es una obra de consulta indispensable para quienes se interesen en

el conocimiento geológico de esta provincia.

También integró comisiones académicas, como la Asesora en Ciencias de la Tierra del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Participó en proyectos internacionales de investigación geológica y tuvo activa intervención en congresos de Geología nacionales o internacionales. Debe destacarse su actuación como Presidente de la Comisión Organizadora de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, realizadas en San Juan a fines de 1960.

Fue miembro de instituciones científicas y profesionales, y en ellas tuvo una destacada actuación. También fue académico titular de la Academia de Ciencias Políticas y Sociales de Mendoza y académico correspondiente de la Academia Nacional de Ciencias.

El doctor Emiliano Aparicio fue una personalidad de sólidos principios morales, expresados en una inclaudicable rectitud y honradez, su lealtad a los amigos, su respeto y solidaridad con colegas y alumnos y su gran honestidad intelectual. Excelente amigo, de trato cordial, fue muy apreciado y respetado por quienes lo conocieron. Tuvo la rara virtud de ejercer una autoridad firme pero benéfica, dispensando igual trato tanto a sus superiores cuanto a sus pares y subordinados. En quienes lo conocieron ha dejado así un recuerdo imborrable.

Sus méritos fueron reconocidos por la Asociación Geológica Argentina, que en 1980 lo distinguió como Miembro Honorario.

Juvenal J. Zambrano

Pedro Criado Roque
1921-1988

La sensación cruel de una pérdida irreparable y sin reemplazo hemos experimentado quienes tuvimos el privilegio de conocer, tratar y gozar de la cálida amistad del doctor Pedro Criado Roque, recientemente fallecido en San Luis. Era uno de los grandes, miembro de lo que puede llamarse la primera gran eclosión de geólogos argentinos, que situamos entre 1935 y 1950.

Había nacido en San Juan (Trinidad) el 13 de mayo de 1921 y en esa ciudad cursado sus estudios primarios y secundarios, habiendo finalizado estos últimos en el Colegio Nacional Monseñor Dr. Pablo Cabrera el 17 de diciembre de 1938. Su ingreso a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata se produjo al año siguiente, cuando aún no había cumplido los 18 años. Cursó su carrera con una notable regularidad y un alto rendimiento, traducido en un distinguido promedio de calificaciones, lo que determinó que muy tempranamente obtuviera una beca como Alumno-geólogo en Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Su trabajo doctoral versó sobre "Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del Arroyo Chacay Melehue, entre el extremo sur de la Cordillera del Viento y el curso medio del Currileufu, en el Neuquén septentrional", llevado a cabo bajo la dirección del doctor Joaquín Frenguelli, y que fue expuesto públicamente el 18 de noviembre de 1944 y calificado como Sobresaliente.

A partir de su láurea inicia su labor profesional en Yacimientos Petrolíferos Fiscales actuando, en sus primeros años, en la División Carbón Mineral, núcleo sobre cuya base, según es sabido, se creará en 1946 la Dirección General de Combustibles Sólidos Minerales, luego (1958), Yacimientos Carboníferos Fiscales. Como geólogo de la mencionada División, Pedro llevará a cabo numerosos estudios sobre depósitos de asfaltitas en el ámbito austral de la provincia de Mendoza, algunos de los cuales fueron descubiertos por él. De esa primera etapa de su vida profesional, tanto como de la aguda penetración de su inquisitivo intelecto debió derivar su amplia versación sobre la geología del carbón.

Aún durante un tiempo más, Criado permanecerá trabajando en temas de geología regional de la amplia comarca surmendocina, como Jefe de la Comisión Geológica N° 6, dejando como fruto de su labor numerosos informes inéditos, entre los que cuentan el carteo de la Hoja 29b Bardas Blancas y el levantamiento de perfiles sobre depósitos terciarios de los que diere noticias en su trabajo aparecido en el tomo V de la Revista de la Asociación, contribución que aún hoy es de consulta obligada.

Hacia 1950, promovido a Geólogo Jefe de Grupo y a cargo de la Comisión Geológica N° 14, que yo le entregara, y con la colaboración del doctor José M. De Giusto, inicia una fecunda labor de reconocimiento

geológico en los territorios de Tierra del Fuego y Santa Cruz integrándose, de esa manera, al grupo de geólogos de Y.P.F. que, a partir del trascendente descubrimiento de secuencias sedimentarias neopaleozoicas llevado a cabo por Suero en la Sierra de Te-puel aportaron, a través de la labor de campo de Ferello, Criado Roque, De Giusto, Di Persia, Stipanovic y otros, un panorama geológico nuevo y de extraordinaria significación para la mejor interpretación de la evolución geológica de la Patagonia al describir, aparte de los neopaleozoicos, terrenos de edad triásica, jurásica y cretácica hasta entonces desconocidos. A Criado le fue dado hallar depósitos neopaleozoicos en el área de la Estancia La Golondrina y Estancia Leonardo de cuya existencia y significado dio cuenta, en autoría con Suero, en un trabajo corto pero denso en consecuencias y, a mi modo de ver, aún no totalmente valorado, en la Sección Geología de las Notas del Museo de La Plata.

En tareas como Jefe de Distrito Geológico de la Zona Austral continuó hasta que en 1955 se lo designó Geólogo Supervisor de Zona a cargo de la región cuyana. Volvía así, cargado de nuevas experiencias y ampliado el espectro de su profundo conocimiento geológico del país, a la región en donde había iniciado su labor profesional. Estando en ese cargo, en la Sede Central, tuvo oportunidad de brindar su saber a los alumnos que, entre 1956 y 1960, llevaron a cabo los cursos del Instituto del Petróleo cuyo funcionamiento auspicia Y.P.F. en la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires, donde Criado fue profesor.

Esos años, de madura plenitud, lo muestran activo, inquisidor, rebosante de fuerza e intención, siempre dispuesto a luchar por mejores conocimientos y mas favorables condiciones de trabajo para los geólogos de la Empresa y del país. Toda intención noble lo cuenta entre sus adalides, toda iniciativa "progeológica" tiene su decidido apoyo.

Para 1960 solicita su retiro de Y.P.F. y parte al exterior para trabajar en la exploración petrolera en Cuba, de donde regresa en 1962 dedicándose entonces, como geólogo

consultor, a asesoramientos en cuestiones hidrogeológicas, particularmente en la provincia de Mendoza, fruto de cuya actividad es el "Estudio geohidrológico-económico de la provincia de Mendoza publicado en el Boletín de Informaciones Petroleras Nº 373 y 374 (1965), en asocio con el Geólogo C. Cavalié y que constituye, en el desarrollo de la información, el planteamiento de los problemas, y la proposición de soluciones, un ejemplo de concisión de verdadero valor.

Hacia comienzos de 1964 tuve la dicha de ser una de las personas que intervinieron en el reingreso de Criado en Y.P.F., asignándosele otra vez la Supervisión General de la Zona Cuyo. Esta etapa en la labor profesional de Pedro en la Empresa Fiscal fue la que me dió más oportunidades de conversar y discutir con él sobre problemas que a ambos nos inquietaban y acerca de los cuales publicamos en asocio algún trabajo. De esas experiencias guardo el imborrable recuerdo de un profesional enamorado de su tarea, permanentemente acuciado por interrogantes que surgían de la ejecución de la labor diaria y de la información que se recogía, pero también de la objetiva y penetrante crítica a la que Criado sometía sus ideas, tanto como las de los demás. Apasionado en la defensa de sus opiniones, siempre ricas en hechos de la observación, podía ser, asimismo, un cálido partidario de ideas e interpretaciones de otros, cuando ellas mejoraban sus puntos de vista del momento. Sagáz en la observación, rápido en la concepción espacial y fuerte en la analogía, de tanto ver, era siempre una experiencia fecunda llevar a cabo tareas geológicas con él. Era, además, ameno y locuaz cuando se requería, y franco y abierto en el trato. Siempre bienvenido.

En octubre de 1970 fue designado Jefe del Departamento de Geología, para alcanzar luego, en diciembre de 1971, la Gerencia de Exploración de Y.P.F., cargo en el que se desempeñó durante dos años, para pasar a trabajar luego, a solicitud de la repartición, en carácter de adscripto, en Yacimientos Carboníferos Fiscales, durante la segunda mitad de 1974. Al año siguiente,

Criado pasó a desarrollar tareas como Consultor Adscripto en la entonces Subsecretaría de Minería dependiente de la Secretaría de Recursos Naturales y Ambiente Humano. Llega invitado por otro grande de la Geología, mi recordado amigo el doctor Armando F. Leanza quien dirigía entonces, hasta su fallecimiento en 1975, el Plan Fosforita⁽¹⁾. Se llevó a cabo, a través del mismo, con la participación de Pedro, una importante labor de investigación sobre muestras de pozos de Chubut y Santa Cruz, así como de afloramientos reconocidos por geólogos de Y.P.F. Destaca Héctor A. Leanza que "sin dudas, en ese período, el descubrimiento mas espectacular y sorprendente, menos promocionado, fue el de grandes yacimientos de potasio en el subsuelo neuquino-mendocino en el año 1976", al que se llegó "merced a las indicaciones de Don Pedro en el sentido de investigar la posible presencia de silvita en la Formación Huitrín de subsuelo". Un hallazgo de enorme trascendencia del que el país aún no se ha hecho eco cabalmente.

A ese fructífero paso por la Secretaría de Minería donde dejó, como le era peculiar, además de sus aportes científicos, la experiencia cálida de su trato, se agrega, casi simultáneamente su relación, ahora cultivada con dedicación exclusiva, con la docencia.

En este campo, comienza su labor como Profesor Titular en la Facultad de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales de la Universidad Nacional de San Luis en abril de 1977, contratado para dictar cursos de Geología Regional y Geología Estructural, cátedras cuya organización corrió bajo su responsabilidad. La tarea desarrollada en tal sentido, tanto como la programación y ejecución de viajes de estudio dentro y fuera de la provincia de San Luis con sus alumnos, produjo una sustancial modificación en el espíritu de los mismos y en el ámbito todo

de la carrera, lo que se revela en el emocionado y cálido testimonio de algunos de sus discípulos, hoy distinguidos profesionales, que lo recuerdan generoso y dinámico, procurando materiales para la Facultad y promoviendo inquietudes referidas a múltiples asuntos geológicos sobre los que se interesaba al núcleo de sus alumnos con los que trabajaba.

La trascendencia de su labor y personalidad lo llevó a integrar el Consejo Asesor de la Facultad y el Consejo de Investigación de la Universidad de San Luis y a hacerse cargo, en 1982, de la cátedra de Geología en la Licenciatura de Ciencias Geológicas.

Su bien cimentado e indiscutido prestigio fueron siempre reconocidos por la grey geológica que, sin reservas, lo acogía en su seno con calor, en toda circunstancia. Participó, de tal manera, en distintos organismos de labor geológica con aportes siempre valiosos, como el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica en el que desempeñó la presidencia de la Subcomisión del Triásico. Por tales méritos, fue designado, en la Asamblea de Clausura de las III^o Jornadas Geológicas Argentinas (C. Rivadavia), para presidir las que luego se llevaron a cabo brillantemente en Mendoza en 1969. Fue, asimismo, la evaluación justa de sus antecedentes la que condujo a las autoridades de la Asociación Geológica Argentina a designarlo entre sus Miembros Honorarios.

Una artera dolencia que lo afectó duramente no fue, sin embargo, capaz de alejarlo del ámbito de la actividad geológica y, aún luchando con una inocultable disminución de su vigor físico, continuó su trabajo desde la cátedra y la investigación promoviendo nuevos proyectos y generando nuevas líneas de trabajo. Su deceso se produjo mientras se lo esperaba para integrar un Jurado de tesis doctoral.

Aunque en los últimos tiempos, ocupados cada uno en nuestras actividades, nos veíamos sólo de vez en cuando, tengo vívido el recuerdo con que ambos paladeamos el encuentro y horas de charla y comentario en Tucumán, durante el último Congreso. Cuánto criterio y objetividad en los juicios,

(1) Debo parte de esta información al distinguido colega doctor Héctor A. Leanza, a quien expreso mi profundo agradecimiento, así como al licenciado Carlos A. Romero quien me proporcionó, en una emotiva carta recordatoria, datos de la labor de Criado en San Luis.

cuánta sagacidad en las evaluaciones y qué amplia perspectiva para hacerlas, en relación con muchos de los tantos problemas geológicos que se expusieron allí!

Cuando Hilda, mi esposa, y yo regresábamos de Tucumán, una mañana, nos despedimos con la promesa de no esperar, para vernos, al próximo Congreso. No pudo ser. Pedro partió para otro destino. A nosotros, y a todos lo que le conocieron y trataron, amigos, colegas, discípulos, nos queda la imagen cálidamente simpática de un hombre leal y franco, abierto y expresivo, que amaba su trabajo de geólogo, al que se entregó completamente; de un hombre cuya palabra era siempre provechosa, aún en el disenso,

porque hablaba de lo que había visto, más de que lo que había leído, y era mucho lo que había podido ver; de un hombre que, siendo apasionado en la defensa de sus opiniones científicas era, al mismo tiempo, absolutamente ecuánime en el juicio de las ideas ajenas; de un hombre, en fin, que siendo un amigo entrañable y fiel, prefirió siempre vivir según sus convicciones y no según sus conveniencias y que, según Rathenau decía, hizo con la singularidad de sus imperfecciones, la perfección de sus singularidades.

Edgardo O. Rolleri

COMENTARIO

EL YACIMIENTO DE HIDRA

J. Gouadain

INTRODUCCION

Este campo de petróleo sin casquete de gas fue descubierto y delimitado durante el primer período de exploración del área de contrato Tierra del Fuego I en la cuenca Austral.

Se ubica a unos 13 km de distancia de la costa de Tierra del Fuego en la latitud de la desembocadura del río Cullen. La profundidad del mar varía entre 25 y 40 m.

Los resultados de las campañas sísmicas indican que el "máximo estructural" de HIDRA es una estructura con dos culminaciones. El proyecto aquí considerado implicaba el desarrollo de la culminación Norte-Central, denominada HIDRA. Para el desa-

rollo de la culminación Sur (denominada HIDRA SUR) es necesario realizar trabajos adicionales. Los reservorios de HIDRA son arenas pertenecientes a la formación Springhill, que muestran buenas cualidades petrofísicas: porosidad 23 %, permeabilidad: 5 a 1000 mD. Esta última característica debe ser destacada porque la producción de cada pozo depende de ella.

Permeabilidad

Los reservorios fueron coroneados con buena recuperación en Hidra.x-1 para el caso de las arenas 5 y 4, y en Hidra.e-2 para la arena 5, habiéndose realizado varios análisis de rutina.

Los valores de permeabilidad ofrecen una amplia gama variando entre 5 mD hasta más de 1 D.

Promedios aritméticos y geométricos de las unidades coroneadas se indican en el cuadro siguiente:

Pozos	Reservorio	Aritmético (mD)	Geométrico (mD)
Hidra.x-1	5	1400	1200
	4	890	650
Hidra.e-2	5	440	360

La relación entre las porosidades y permeabilidades de corona de las unidades 5 y 4 son buenas. A pesar de alguna dispersión en los valores, es posible correlacionar estos parámetros con las porosidades, mediante la ecuación de una recta.

Considerando la dispersión de los valores de permeabilidad, el mínimo de permeabilidad útil (1 mD), corresponde aproximadamente a una porosidad del 10 %, que se utilizó como valor de corte para el cálculo de espesor útil de reservorios.



Figura 1: Mapa de ubicación.

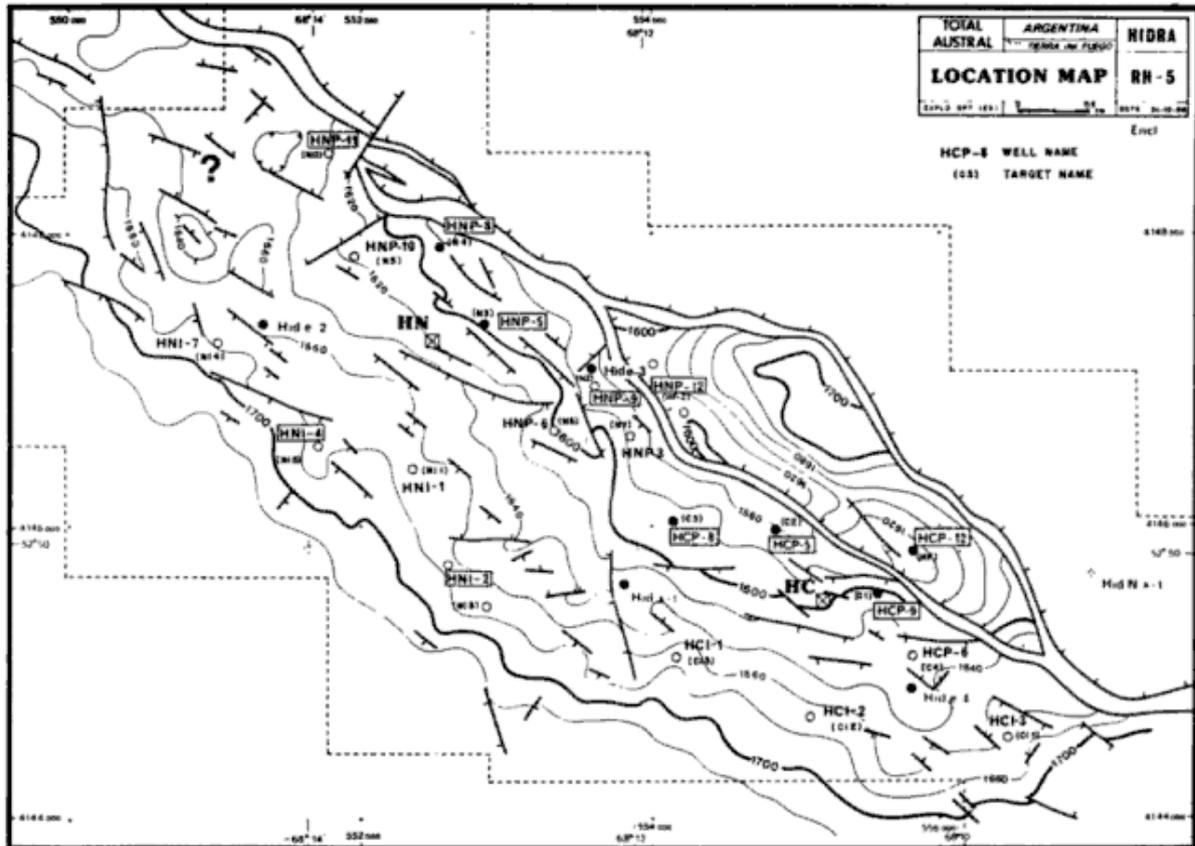


Figura 2: Estructura HIDRA.

Reservas

Se han estimado alrededor de 7×10^6 ST m^3 de petróleo recuperable. Se consideró un factor de recuperación del orden del 33 % en atención a programas de mantenimiento de presión por inyección de agua y extracción artificial por gas lift.

Esquema de desarrollo

El programa preve 14 ó 18 pozos a perforar desde 2 plataformas, de los cuales 10 serán productores y 8 ó 4 inyectores de agua. El diseño preve la perforación de pozos adicionales en caso de necesidad. La producción se envía a la costa por medio de un oleoducto submarino. En las inmediaciones de

la desembocadura del río Cullen se levantaron las instalaciones de tratamiento, almacenaje, inyección de agua y compresión de gas. La terminal de carga es una boya tipo CALM, ubicada en las inmediaciones del yacimiento HIDRA.

El campo está actualmente produciendo alrededor de 20000 bbl por día con 6 pozos.

Costos del proyecto

Los costos de desarrollo (incluidos los pozos) serán de aproximadamente 242×10^6 dólares estadounidenses de 1986.

J. GOUDAIN
Gerente de Exploración
TOTAL AUSTRAL

(Continuación de la contratapa)

Modelo gravimétrico del basamento en la zona epicentral del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985 ANTONIO INTROCASO Y HECTOR FRAGA	409
Geomorfología en las márgenes del río Gualjaina (paralelo 43°S S.L.) Chubut HAROLDO VIZAN	412
Edades Rb-Sr de la última intrusión del Batolito de Colangüil, provincia de San Juan ANA M. SATO Y KOJI KAWASHITA	415
COMENTARIO	
Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío MIGUEL ANGEL GONZALEZ	419
REPLICA	
Evidencias de una excursión del campo magnético terrestre durante el Pleistoceno tardío J. F. A. VILAS, M. J. ORGEIRA, L. BERAZA Y H. VIZAN	423
NOTAS NECROLOGICAS	
Emiliano Pedro Aparicio	425
Pedro Criado Roque	428
COMENTARIO	
El Yacimiento de HIDRA J. GOUADAIN	432

Edición realizada por Estudio Sigma S. R. L.
J. E. Uriburu 1252 - 8° F - Buenos Aires
Impreso en el mes de diciembre de 1989

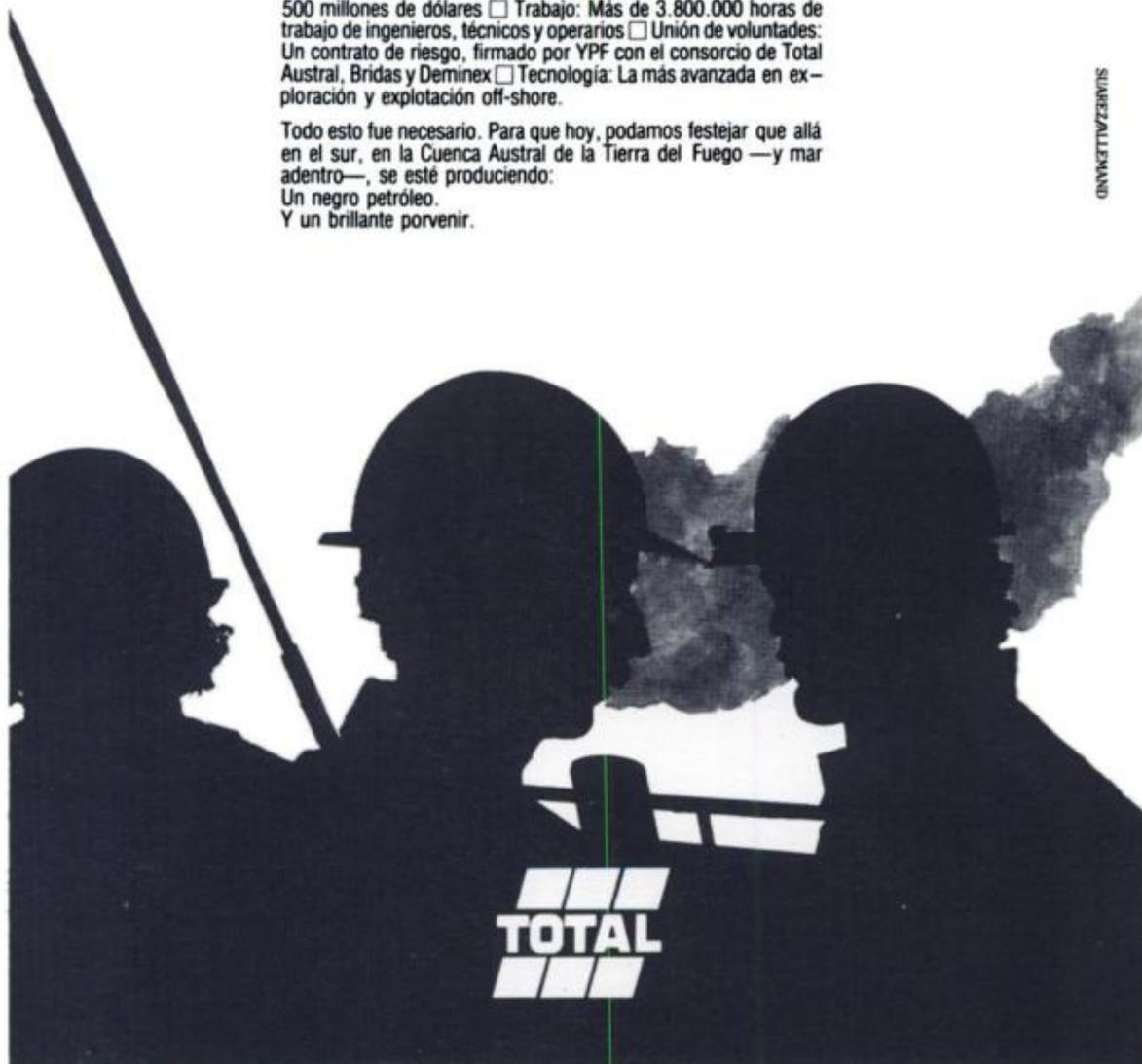
ESTAMOS PRODUCIENDO

Hoy, HIDRA produce petróleo.

Tiempo: A 11 años de iniciada la exploración Inversión: Más de 500 millones de dólares Trabajo: Más de 3.800.000 horas de trabajo de ingenieros, técnicos y operarios Unión de voluntades: Un contrato de riesgo, firmado por YPF con el consorcio de Total Austral, Bidas y Deminex Tecnología: La más avanzada en exploración y explotación off-shore.

Todo esto fue necesario. Para que hoy, podamos festejar que allá en el sur, en la Cuenca Austral de la Tierra del Fuego —y mar adentro—, se esté produciendo:
Un negro petróleo.
Y un brillante porvenir.

CONVENCIONES





Asoc. Geol. Arg. Rev.

Tomo XLIII - Nº 3

CONTENIDO

Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires SILVANA R. A. BERTOLINO	275
Alunita en Comodoro Rivadavia CARLOS BEROS Y CARLOS E. BARBOSA	287
Tantalatos y otros minerales detríticos con interés económico en el aluvión aurífero de Cañada Honda, San Luis EDUARDO A. ROSSELLO Y CARLOS E. BARBOSA	296
Alteración caolinítico-esmectítica en sierra La Barrosa, Balcarce, Buenos Aires ELDA DI PAOLA	304
Las unidades morfológicas de la costa norte del golfo San Matías y su evolución E. M. GELOS, J. O. SPAGNUOLO y R. A. SCHILLIZZI	315
Estudios paleontológicos y paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepa (Río Gualjaina - Chubut) HAROLDO VIZAN	327
El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna RICARDO MON Y FERNANDO D. HONGN	338
Posición estratigráfica y mineralogía de las capas arcillosas de la Formación Challacó (Jurásico) en Rincón del Aguila. Provincia del Neuquén EDUARDO DOMINGUEZ	343
Investigaciones estratigráficas en el "Grupo Villavicencio", Canota, provincia de Mendoza A. CUERDA, E. LAVANDAIO, O. ARRONDO Y E. MOREL	356
Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires MARIO TERUGGI, MARIA A. LEGUIZAMON Y VICTOR A. RAMOS	366
Evaluación paleoambiental y paleoclimática del Terciario de la cuenca del Colorado, República Argentina. Palinofloras MIRTA E. QUATTROCCHIO Y G. RAQUEL GUERSTEIN	375
Las sedimentitas gondwánicas de la Formación La Golondrina en la estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz MIGUEL A. PALMA Y MARIA C. UBALDON	388
NOTAS BREVES	
La granodiorita Matienzo: intrusivo mioceno de la Alta Cordillera de Mendoza VICTOR A. RAMOS Y CARLOS CINGOLANI	404

(Continúa en la pág. 434)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a: MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina